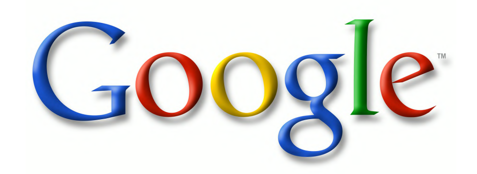
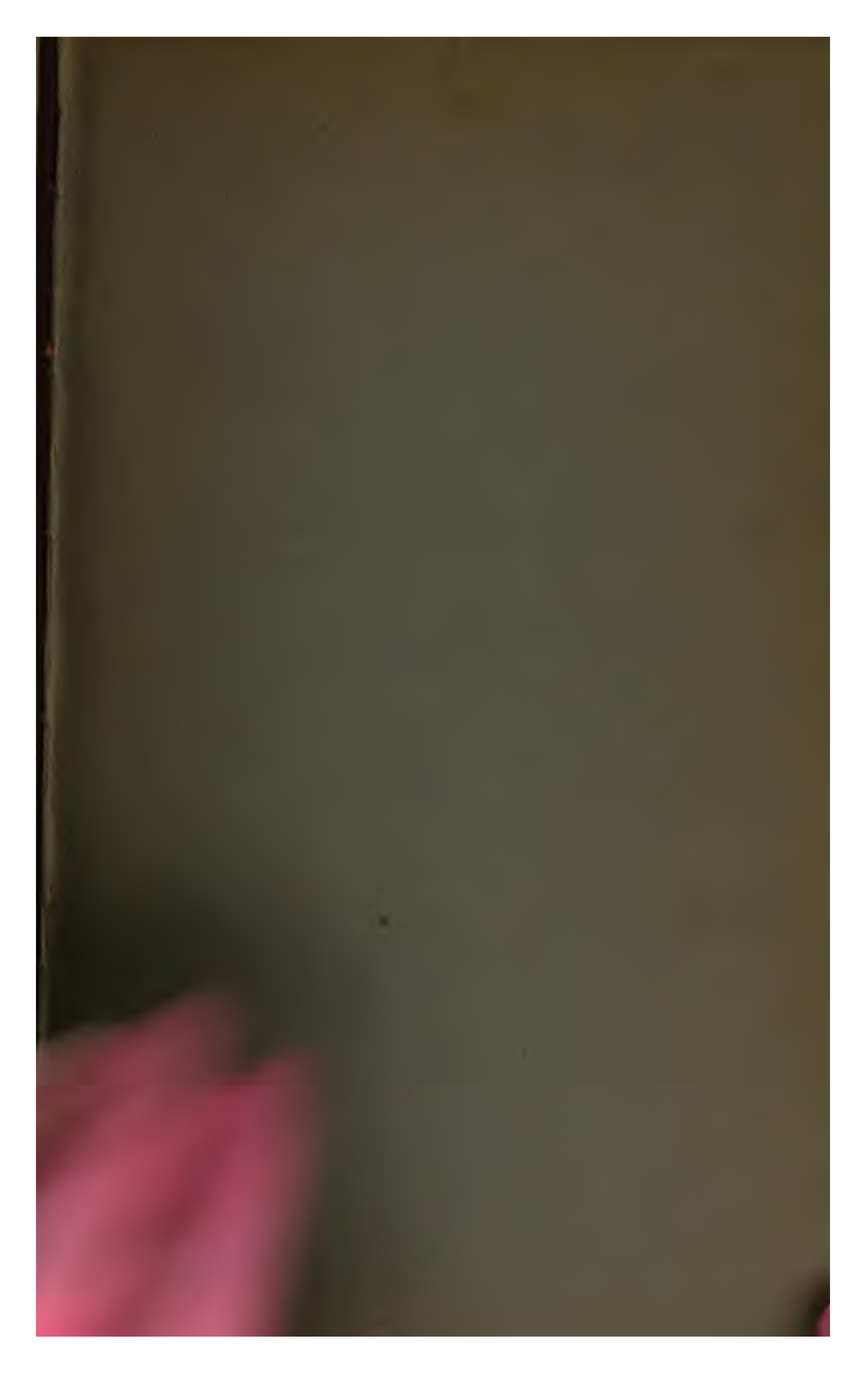

Google




BERKELEY
LIBRARY
UNIVERSITY OF
CALIFORNIA



ELEMENTE

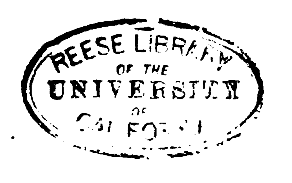
DER

PETROGRAPHIE

VON

DR. A. VON LASAULX,

A. Ö. PROFESSOR DER MINERALOGIE AN DER UNIVERSITÄT BRESLAU.



BONN,

VERLAG VON EMIL STRAUSS.

1875.

Vorwort.

Ein knapp gefasstes, *vorzüglich* dem ersten Studium der Petrographie bestimmtes Lehrbuch, welches dem heutigen Standpunkte dieser Wissenschaft entspricht, darf wohl als ein Bedürfniss bezeichnet werden. Seit dem Erscheinen des „Lehrbuches der Petrographie“ von F. Zirkel sind fast 10 Jahre verflossen und gerade in diesem Zeitraume haben eine grosse Zahl von Einzelarbeiten, sowie besonders die an Resultaten so ausserordentlich reiche mikroskopische Untersuchung der Gesteine in einzelnen Theilen der Petrographie geradezu umgestaltende Fortschritte bedingt.

Zweck dieses Buches soll lediglich die möglichst kurze und übersichtliche Darstellung des gesammten Gebietes der Petrographie sein, wie sie sich bis heute gestaltet hat; es soll dem Lernenden ein Leitfaden sein und Allen, denen petrographische Kenntnisse als Hülfsmittel eigener Arbeiten gelten, als ein Nachschlagebuch zu kurzer Orientirung dienen.

Die beiden vortrefflichen Lehrbücher: Rosenbusch's „mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien“ und Zirkels: „Mikroskopische Beschaf-

fenheit der Mineralien und Gesteine" haben allerdings dem oben ausgesprochenen Bedürfnisse nach einer Richtung hin schon Rechnung getragen. Allein wie sie eines neben dem Andern sich gegenseitig ergänzen und nicht ausschliessen, so erscheint ausser ihnen ein eigentliches systematisches Lehrbuch, wie es das vorliegende zu sein wünscht, gewiss nicht überflüssig. Wenn die genannten beiden Werke für die Bearbeitung des mikroskopischen Theiles dieser Elemente ganz vorzüglich als Grundlage gedient haben, so hoffe ich in Bezug auf den allgemein beschreibenden und geologischen Theil der Petrographie dieselben glücklich zu ergänzen.

Von dem Grundsatze ausgehend, dass ein wohl geordnetes Material leichter zu übersehen ist, habe ich vor Allem eine systematische Anordnung des ganzen Stoffes möglichst sorgsam durchgeführt.

Nach einem vorbereitenden Theile, welcher vorzüglich der Beschreibung der petrographisch wichtigen Mineralien gewidmet ist und der ausgiebiger behandelt wurde, als das bisheran in den Lehrbüchern der Petrographie der Fall war, ist der grösste Raum des Buches dem eigentlich beschreibenden Theile zugewendet. Bei der von der bisherigen abweichenden, wesentlich auf mikroskopischer Grundlage basirenden Classifikation der Gesteine, wie sie in diesem Theile aufgestellt ist, wurde gleichzeitig dennoch besonders darauf Bedacht genommen, zu vermeiden, dass nicht früher als zusammengehörig angenommene Gesteine zu weit aus einander gerissen würden.

In einigen Fällen erschien es unvermeidlich, neue Bezeichnungen oder Namen an Stelle oft sehr wenig consequent oder zweckmässig gebildeter alter Benennungen vorzuschlagen oder einzuführen. Auch dabei wurde auf

längst gebrauchte Namen, so weit eben thunlich, zurückgegriffen; besonders aber hin und wieder versucht, eine bezeichnende, die mineralische Beschaffenheit der Gesteine ausdrückende Nomenclatur anzubahnen. Der dritte Theil konnte, um nicht über das einem Lehrbuche vorgeschriebene Maass hinauszugehen, nur ganz kurz und ohne Berührung von Controversen die allgemein gültigen Ansichten über die Entstehung der Gesteine zusammenfassen.

In keinem der früheren petrographischen Lehrbücher wurde den kosmischen Gesteinen eine Stelle gegeben. Da es gewiss werthvoll ist, dieselben zum Vergleiche mit den tellurischen Gesteinen und wegen der Wichtigkeit geologischer Folgerungen, die sich daran knüpfen, in ein Lehrbuch der Petrographie aufgenommen zu sehen, so wurde ihnen im Anhange eine bei der gebotenen Kürze allerdings nur wenig ausführliche Darstellung gewidmet.

Jedes Lehrbuch fusst auf den wissenschaftlichen Arbeiten aller Fachgenossen. So verdankt auch das vorliegende sein Material grösstentheils der sorgsamen Benutzung der petrographischen Litteratur bis in die allerneueste Zeit, jedoch nicht ohne manche eigene Erfahrungen und bisheran nicht veröffentlichte Beobachtungen des Verfassers selbst zu enthalten. Von einem vollständigen Nachweise der Litteratur wurde Abstand genommen; die Namen der verdienten Forscher, deren Arbeiten vorzüglich bei dem Werke nützlich waren, mögen hier genannt sein: Behrens, Bořicky, Cohen, Credner, Dathe, Doelter, von Drasche, H. Fischer, von Fritsch, Fuchs, Gümbel, Haarmann, Hagge, Haushofer, Höfer, von Inostranzeff, Kalkowsky, Kayser, Kenngott, Knop, Kosmann, Laspeyres, Lehmann, Lossen, Möhl, Niedzwiedzki, Pfaff, vom Rath, Renard, Rosenbusch, Roth, Sandberger,

Sorby, Stelzner, Streng, Tschermak, Vogelsang, Vrba, Websky, Weiss, Zirkel und viele Andere, deren Arbeiten aber schon älteren Datums sind, während die vorgenannten grösstentheils an den allerneuesten Fortschritten der Petrographie Theil genommen haben. Ihnen Allen gebührt mein Dank; möchte es mir gelungen sein, die Resultate ihrer Forschungen in nützlicher Weise zu diesem Lehrbuche zu vereinigen. Berichtigung und Belehrung ihrerseits wird mir erwünscht und willkommen sein, ein Zeichen der wohlwollenden Aufnahme dieses Buches, das keinen anderen Zweck verfolgt, als die Belehrung.

Möge es ihn erfüllen!

Bonn, im Mai 1875.

A. von Lasaulx.

Inhalt.

Vorbereitender Theil.

Beschreibender Theil: Petrographie. 97

VORBEREITENDER THEIL.



I. Allgemein Einleitendes.

Petrographie ist die Lehre von den Gesteinen in der allgemeinsten Bedeutung des Wortes, d. h. sie umfasst sowohl die Beschreibung der Gesteine nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Ausbildung, als auch die Geschichte derselben oder die Lehre von deren Entstehung und Umbildung.

Gesteine sind solche Aggregate mehr oder weniger enge und fest verbundener Mineralindividuen, die ihrer räumlichen Ausdehnung nach als wesentliche Theile der Erdveste gelten können. Wenn wir solche als Gebirgsglieder bezeichnen, muss daher ein Gestein streng genommen, immer auch ein Gebirgsglied sein.

Da die Geologie im Wesentlichen sich mit der Gesammtlehre von der Erdveste beschäftigt und also vorzüglich auf der Kenntniss des Materiales basirt, aus dem diese besteht, so ist die Petrographie einer der wichtigsten Theile der Geologie.

Die Petrographie zerfällt nach ihrer obigen Definition in zwei Theile: einen rein descriptiven Theil, den man als Petrographie kurzweg bezeichnen kann, und einen historischen Theil, der angewandte Petrographie oder petrographische Geologie genannt werden mag.

Es ist natürlich, dass die descriptive Petrographie der angewandten vorausgehen muss. Die Kenntniss der Gesteine nach ihren gesammten morphologischen und mineralogischen Eigenschaften wird allein das Verständniss ihrer geologischen Bedeutung ermöglichen.

Die Petrographie setzt die Kenntniss der Mineralien und Stoffe voraus, die an der Zusammensetzung der Gesteine vorherrschenden Antheil nehmen. Während zwar alle Mineralien in den Gesteinen vorkommen, ist die Bedeutung derselben für diese doch eine sehr verschiedene. Solche Mineralien, welche zur Constituirung irgend eines bestimmten Gesteines nothwendig erforderlich sind, werden wesentliche Gemengtheile genannt, dagegen solche Mineralien, die keinen integrirenden Theil eines Gesteines ausmachen, können als unwesentliche, zufällige oder accessorische Gemengtheile bezeichnet werden.

Von den unwesentlichen Gemengtheilen haben wiederum solche eine erhöhte Bedeutung, die mit einer gewissen Regelmässigkeit in bestimmten Gesteinen zu erscheinen pflegen und daher für diese als charakteristisch gelten können.

Aus der grossen Zahl der bis jetzt bekannten Mineralspecies sind es nur wenige, die nach diesen Gesichtspunkten an der Gesteinsbildung einen wesentlichen oder charakteristischen Antheil nehmen.

Die Beschreibung ihrer Kennzeichen und charakteristischen Eigenschaften muss daher der Gegenstand einer kurzen mineralogischen Vorschule zu der Petrographie sein.

In dem mit diesem Titel überschriebenen Abschnitte III sind diese Mineralien der Reihe nach aufgeführt und besprochen. Nach ihrer chemischen Constitution ist unter denselben vorherrschend die Klasse, welche chemische Verbindungen höherer Ordnung darstellt: Als Elemente erscheinen selbstständig nur der Schwefel und der Kohlenstoff in grösseren Ablagerungen in der bekannten Erdveste. Von Verbindungen erster Ordnung, d. h. solchen, die aus der Vereinigung zweier Elemente hervorgegangen sind, ist ausser der Kieselsäure und dem Chlornatrium vielleicht nur noch Fluorcalcium zu nennen, welche drei als Quarz, Steinsalz und Fluorit selbstständige Gebirgsglieder bilden. Hierhin gehört auch das Wasser, insofern es im flüssigen und festen Zustande grosse Theile der Erdveste bedeckt. Alle übrigen Mineralien sind Verbindungen zweiter, dritter und höherer Ordnung, wie z. B. der kohlensaure Kalk, schwefelsaure Kalk oder Gyps, die Silicate u. A. Auch in diesen Verbindungen

ist die Kieselsäure am verbreitetsten; die Kohlensäure, Schwefelsäure, Phosphorsäure sind wichtig in ihren Verbindungen mit der Kalkerde. Von Erden ist ausser diesen noch die Talkerde und die Thonerde vorzüglich durch ihre Theilnahme an der Bildung der Silicatgesteine von Bedeutung. Von den Alkalien sind Kali und Natron sehr verbreitet und wichtig wegen der Rolle, welche diese beiden Verbindungen in der Mineralgruppe der Feldspathe spielen, deren Unterscheidung wesentlich auf dem Gehalte derselben an diesen Alkalien und an Kalk basirt. Das Eisenoxyd und sein Hydrat als Roth- und Brauneisenstein, das Eisenoxydoxydul als Magneteisen bilden selbstständige Gebirgsglieder und sind von fast unbeschränkter Verbreitung in allen Gesteinen. Die Oxyde des Mangans, zwar auch sehr verbreitet in den Gesteinen, und das einzig hier zu nennende Schwefelmetall des Eisens, der Eisenkies, können hier doch nur als von geringerer Bedeutung bezeichnet werden. Alle übrigen Körper und Verbindungen erscheinen im Verhältnisse zu den genannten nur in ganz verschwindenden Quantitäten.

II. Methoden der Untersuchung.

Sowohl bei der Untersuchung der Gesteine im allgemeinen als auch bei der ihrer einzelnen Mineralgemengtheile sind vor allem zwei Wege der Untersuchung einzuschlagen: 1) die Untersuchung der physikalischen Eigenschaften und 2) die Untersuchung der chemischen Eigenschaften.

1. Untersuchung der Gesteinsgemengtheile nach ihren physikalischen Eigenschaften.

Bei dieser Untersuchung ist es natürlich mit Rücksicht auf die anzuwendenden Hülfsmittel von wesentlichem Unterschiede, ob die einzelnen Mineralien, welche ein Gestein bilden, wohl erkennbar, schon mit blossem Auge

sichtbar sind oder ob man sich zu ihrer Erforschung künstlicher Vergrösserungsmittel, des Mikroskopes, bedienen muss: die erstere können wir als makroskopische, die letztere als mikroskopische Untersuchung bezeichnen.

A. Makroskopische Untersuchung.

Die nächsten, einfachsten Hülfsmittel dieser Art der Mineralbestimmung an den Gesteinen, sind möglichst frische Gesteinsbruchstücke, ein gutes Auge und die Loupe.

Wie erst durch die Krystallgestalt dem einzelnen Minerale sein individueller Charakter aufgeprägt wird, so ist auch die Krystallform der als Gemengtheile von Gesteinen auftretenden Mineralien zunächst von Bedeutung für das Bestimmen derselben. Allerdings sind diese Mineralgemengtheile selten durch vollkommene, rundum entwickelte Formen ausgezeichnet, so dass die genauere Unterscheidung nach ihren mathematischen Verhältnissen nicht möglich erscheint. Dagegen treten sie doch in den Gesteinen in gewissen typischen Formverhältnissen auf, deren Kenntniss in der mineralogischen Vorschule gegeben und die für die vorliegenden Zwecke also auch zunächst von Wichtigkeit ist. Weil aber die äusseren Krystallumrisse der Mineralindividuen in den Gesteinen meist unregelmässig und unvollständig, in der Form von Körnern, Lamellen, Blättern, Schuppen, Nadeln, Fasern u. s. w. ausgebildet erscheinen, wird die Beachtung der übrigen mit der Krystallform in gesetzmässigem Zusammenhang stehenden physikalischen Eigenschaften um so wichtiger. Unter diesen tritt vor allem die Spaltbarkeit in den Vordergrund, die für jedes Mineral eine bestimmte, in genau gemessenen Richtungen liegende ist. Wo mehrere Spaltungsrichtungen vorhanden sind, schneiden sich dieselben unter bekannten Winkeln. Die Verhältnisse der Spaltbarkeit haben wiederum in vielen Fällen einen Einfluss auf die inneren Strukturverhältnisse und die in den Mineralien eingeschlossenen fremden Körper. So wird das genaue Studium gerade dieser Eigenschaft für die Ge-

steinsbestimmung ausserordentlich werthvoll, und hierbei werden dann auch wohl genaue, direkte Messungen der Spaltungswinkel nöthig.

Auch die Verhältnisse des beim Zertheilen von Mineralien hervortretenden Bruches, der als muschliger, ebener, unebener, körniger, splittriger und erdiger unterschieden wird, können sehr wesentlich zum Erkennen beitragen.

Von den ferneren physikalischen Eigenschaften ist vorzugsweise noch die Härte der Mineralien, d. h. der Widerstand, welchen sie der Trennung ihrer kleinsten Theilchen entgegen setzen, von Bedeutung. Die Härte wird durch Ritzen mit einem Messer oder einem anderen Minerale geprüft und die Vergleichung mit gewissen, aus einer Reihe von Mineralien von zunehmender Härte zusammengestellten Härtescalen ergibt dann für jeden Härtegrad den einer solchen Scala entnommenen Zahlenwerth. Die gebräuchlichste der Härtescalen ist die von Mohs aufgestellte zehngliedrige:

Härtegrad	1 = Talk,	6 = Orthoklas,
„	2 = Gyps,	7 = Quarz
„	3 = Kalkspath,	8 = Topas,
„	4 = Fluorit,	9 = Korund,
„	5 = Apatit,	10 = Diamant.

Die letzten 3 Glieder 8—10 werden in der Petrographie nur sehr ausnahmsweise in Betracht kommen. Zur Vereinfachung kann noch der Hinweis dienen, dass Mineralien von dem Härtegrad 1 und 2 noch mit dem Fingernagel, 3—5 noch gut mit dem Messer, 6 schon schwer und 7 nicht mehr mit dem Messer ritzbar sind.

Auch die mannichfach nüancirten Farben der Mineralien, die verschiedenen Arten des Glanzes, die vorzüglich als Glas-, Wachs-, Perlmutter-, Seiden- und als der charakteristische Metallglanz unterschieden werden, sowie endlich auch der Grad der Durchsichtigkeit, werden zwar selten allein, aber doch im Verbande mit den übrigen physikalischen Eigenschaften, meist gute Hülfsmittel der Bestimmung abgeben.

Bezüglich der optischen Eigenschaften, besonders der Verhältnisse der Strahlenbrechung und der Polarisation wird unter B. Mikroskopische Untersuchung das nöthige mitgetheilt werden.

Auch die in vielen Fällen allerdings recht schwierige Bestimmung des spec. Gewichtes der Mineralien und der aus ihnen zusammengesetzten Gesteine ist ein sehr wesentliches Hülfsmittel, da die verschiedenen Mineralspecies meist ein verschiedenes, dagegen die Varietäten einer Species ein nahezu gleiches spec. Gewicht haben.

Mannigfache Methoden und Apparate sind zur genauen Ermittlung der spec. Gewichte ersonnen worden. Es kann hierbei als ziemlich allgemein bestätigt angenommen werden, dass weder ganze Stücke, noch ein allzu feines Pulver, zur Bestimmung verwendet werden müssen, sondern dass ein gröbliches Pulver meist die richtigsten Resultate gestatten wird.

Thermische, elektrische, magnetische und physiologische Eigenschaften der Mineralien sind in der Petrographie nur von ganz untergeordneter Bedeutung.

B. Mikroskopische Untersuchung.

1. Herstellung des Beobachtungsmateriales.

Nur bei den wenigsten Gesteinen reicht die im vorhergehenden beschriebene makroskopische Bestimmung der einzelnen Gemengtheile aus; denn selbst bei solchen aus grösseren, deutlich sichtbaren Mineralien zusammengesetzten Gesteinen (phaneromeren) sind doch immer auch mikroskopische Beimengungen vorhanden, die für das Gestein von Bedeutung sind. Bei allen dichten und sehr feinkörnigen (kryptomeren) Gesteinen aber führt nur eine genaue mikroskopische Untersuchung dahin, die einzelnen Bestandtheile, die ein solches Gestein bilden, überhaupt erst zu erkennen und zu bestimmen. Gang und Hülfsmittel dieser mikrosk. Untersuchung sind nun einigermassen verschieden.

Schon die Bruchflächen der Gesteine lassen sich im Mikroskope allerdings nur unter Anwendung schwacher Vergrösserungen bei auffallendem Lichte untersuchen und sollte bei der Einfachheit dieses Mittels dasselbe nicht

unterlassen werden. Nützlicher gestaltet sich die mikrosk. Beobachtung im auffallenden Lichte, wenn man an die Bruchstücke glatte Flächen anschleift und beobachtet. Vertheilung und Aggregation der Gemengtheile eines Gesteines, sowie mancherlei auf unebenen Bruchflächen nicht sichtbare Mineralien treten dann schon deutlich hervor. Auch die Verschiedenheit des Glanzes, sowie Spaltungsrichtungen lassen sich gut wahrnehmen. Ein hiermit vortheilhaft zu combinirendes Mittel zur Erkennung der einzelnen Mineralien ist dann auch das Anätzen solcher Schliffflächen, wobei die verschiedene Zersetzbarkeit der Mineralien ein schärferes Abheben und Hervortreten der einzelnen bewirkt und sich gleichzeitig mancherlei Reaktionserscheinungen beobachten lassen.

Auch die mikroskopische Durchmusterung gepulverten Gesteinsmateriales ist in vielen Fällen recht dienlich und es ist immer nützlich, mit dem zur analytischen Untersuchung ohnehin nöthigen Zerkleinern und Pulvern des Gesteines eine successive mikrosk. Betrachtung parallel gehen zu lassen.

Weitaus die besten Dienste leistet aber die mikroskopische Untersuchung dünner Gesteinssplitter, Lamellen oder eigentlicher Dünnschliffe bei durchfallendem Lichte.

Bei der Herstellung von Gesteinsdünnschliffen wird man im allgemeinen wie folgt zu verfahren haben, wobei die praktische Uebung jeden Einzelnen durch die Erfahrung kleine Bequemlichkeiten und Handgriffe lehren wird.

Von möglichst dünnen, mit dem Hammer abzuschlagenden Gesteinsplättchen, die besonders frei von Rissen sein müssen, ausgehend, wird ein solches zunächst einseitig mit der Hand auf einer viereckigen, möglichst planen Gusseisenplatte mit Smirgel angeschliffen. Diese Fläche wird dann auf einer matten Glastafel mit feinem Smirgel, oder auch auf einer viereckigen Platte sog. amerikanischer Jade, die im Handel als Schleifstein zu haben ist, oder einer mit Glycerin befeuchteten Platte von Ardenner Wetzschiefer feiner abgeschliffen und mög-

lichst geglättet und geebnet. Jedoch ist ein eigentliches Poliren nicht nöthig und nicht rathsam. Dagegen muss die nun fertig gestellte einseitige Schlifffläche sorgfältig mit Spiritus und Wasser von allem anhaftenden Schleifschmand gereinigt werden. Mit dieser glatten und sauberen Fläche wird nun das Plättchen mittelst Canadabalsam auf ein etwas starkes Objektglas aufgekittet, wobei sorgsam die Erhitzung des Balsams beobachtet und ein Aufflammen desselben durchaus vermieden werden muss. Er muss aber ziemlich dünnflüssig werden. Das Präparat wird fest in denselben eingedrückt und werden Blasen zwischen diesem und dem Glase möglichst zu vermeiden sein, da sonst das Gesteinsplättchen nicht sicher haftet. Nach der völligen Erkaltung des Präparates wird nun die zweite Schlifffläche in derselben Weise wie vorher hergestellt, wobei das Objektglas als Handhabe dient. Möglichst paralleles Schleifen ist dabei vorzüglich zu erzielen, da sonst leicht die Ränder des Präparates sich wegschleifen, ehe die Mitte hinlänglich dünn ist. Die Erfahrung wird am besten lehren, wann das Präparat so weit gediehen ist, dass man zum eigentlichen Feinschleifen auf Glastafel oder Jadeplatte übergehen kann. Die verschiedene Durchsichtigkeit der Objekte macht natürlich auch eine wechselnde Dünne nöthig; wenn man durch einen vollkommen fertigen Dünnschliff Druckschrift lesen kann, darf er als gelungen angesehen werden. Ist auf diese Weise der eigentliche Dünnschliff hergestellt, so muss derselbe nun noch einmal sorgsam von Balsam und Schleifschmand mit Alkohol und Wasser gereinigt und dann auf ein sauberes Objektglas, welches vortheilhaft nicht viel länger als breit ist, gebracht werden. Auf diesem Objektglas hat man Canadabalsam — es ist vortheilhaft, nicht zu spärlich damit zu sein — sehr sorgsam zu schwachem Zerfliessen erwärmt, wobei er möglichst farblos bleiben muss. In diesen schiebt man, wobei man sich zweckmässig eines möglichst dünnen und recht breiten Messers bedient, das Gesteinsplättchen von dem alten Objektglas hinüber; man drückt es vorsichtig nieder und lässt den Balsam über ihm zusammenfliessen und deckt

dann ein durchaus reines, recht dünnes Deckgläschen darüber. Durch Drücken und Hin- und Herschieben mit einem stumpfen Holzstäbchen (Schwefelhölzchen) müssen dann die im Balsam vorhandenen Luftbläschen möglichst ganz unter dem Deckgläschen, jedenfalls aus dem Bereiche des Schliffes selbst fortgeschafft werden. Mittelst des flachen Messers wird der überflüssige Balsam rund um das Deckgläschen abgelöst, dann das Präparat mit Alkohol gereinigt und in Wasser abgespült.

Sorgfältige Auswahl der Objektgläser und möglichste Dünne der Deckgläschen ist zu beachten, die Etiquettirung mit Name und Fundort kann durch Aufkleben eines Papierzettels, wohl auch durch Diamantschrift in's Glas selbst geschehen.

Die Einführung maschineller Vorrichtungen, um die Herstellung von Dünnschliffen ohne einen so grossen Zeitaufwand zu ermöglichen, ist mehrfach mit nicht immer grossem Erfolge geschehen. Meistens wurden dabei rotirende Scheiben und Schleifsteine verwendet, die mit Tretbrettern am einfachsten in Bewegung gesetzt wurden. Auch der Versuch, über feststehender Eisenplatte die Präparate an radial gestellten Armen rotiren zu lassen, wurde gemacht. Für die erste Operation des Schleifens bis zum eigentlichen Feinschleifen dürfen sich solche Vorrichtungen bei dem ganz erheblichen, nicht hoch genug anzuschlagenden Gewinne an Zeit wohl sehr empfehlen, dagegen wird man den letzten Theil der Arbeit nach wie vor mit der Hand herstellen müssen und es wird auch nicht leicht ein anderes Mittel dafür nützlich sein. Denn hierbei allein ist die fortdauernde Beobachtung der Schliffläche möglich, die fast unerlässlich ist, wenn man nicht gerade beobachtungswerthe Stellen häufig verlieren will. Recht werthvoll erscheint eine von Fuess in Berlin, der auch eine mit einer Kurbel drehbare Schleifmaschine mit horizontal umlaufender Stahlscheibe anfertigt, construirte Maschine zum Schneiden von Gesteins- oder Mineralplatten. Mit derselben lassen sich unter sicherer Controlle der Richtung und parallelen Stellung Plättchen bis zur Dünne von 1—2 Millimeter in ganz kurzer Zeit schneiden, so

dass man hierin für das Schleifen eine sehr wesentliche Vorarbeit gethan hat[1]).

Uebung und Erfahrung werden vor allem aber dazu beitragen, die Zeit zur Herstellung der Präparate möglichst zu verkürzen.

2. Beobachtung mikroskopischer Präparate.

Es kann hier nicht in's Einzelne der vorzüglich auf krystallographisch - optischen Beziehungen beruhenden Mittel zur Unterscheidung der Mineralgemengtheile eingegangen werden und muss dafür auf die specielleren Lehrbücher, von denen besonders Rosenbusch's „mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien" genannt zu werden verdient, verwiesen werden. Aber eine kurze Uebersicht über die Art und die Möglichkeit mikroskopischer Mineralbestimmung ist dennoch hier nothwendig.

Die Erkenntniss und Sonderung der mikroskopischen Gemengtheile der Gesteine wird natürlich auch in diesem Falle wiederum durch einige der für die makroskopische Untersuchung wichtigen physikalischen Eigenschaften, als: Farbe, Pelluciditāt, vor allem auch Spaltbarkeit, ermöglicht, die im Vorhergehenden unter A. besprochen wurden. Jedoch werden von hervorragender Bedeutung einmal die optischen Verhältnisse, Strahlenbrechung, Polarisation, Lichtabsorption und dann auch die mikromorphologischen Verhältnisse der Mineralien, so z. B. die Anomalien in der äusseren Gestalt und inneren Homogeneität, die für viele Mineralien nachweisbar und charakteristisch sind.

---

1) Dünnschliffe werden angefertigt von Voigt und Hochgesang in Göttingen, von Fuess in Berlin, beide sehr empfehlenswerth; Optikus Müller in Giessen, Charles Marchand in Paris, und können von diesen bezogen werden. Optische Präparate bei W. Steeg in Homburg v. d. Höhe, auch sind Schliffe zu beziehen durch die Mineralienhändler B. Stürtz in Bonn und E. Bertrand in Paris.

A. Optische Verhältnisse.

Zur Beobachtung der Polarisationserscheinungen dienen verschiedene Instrumente: die einfache Turmalinzange oder eigene Polarisationsapparate, wie der Nörremberg'sche u. A. Zur Beobachtung so dünner Blättchen, wie sie in den Gesteinsschliffen vorliegen, bedient man sich einer aus zwei Nicol'schen Kalkspathprismen bestehenden und an jedem Mikroskope anzubringenden Polarisationsvorrichtung, indem das eine derselben unmittelbar unter dem Objekttische als Polarisator, das andere in oder auf dem Okular als Analysator sich einschieben lässt. Wenn die beiden Nicol'schen Prismen so stehen, dass ihre optischen Hauptschnitte oder die kürzeren Diagonalen ihrer Querschnitte parallel sind, so zeigt das Gesichtsfeld des Mikroskopes ein Maximum von Helle, kreuzen sich die optischen Hauptschnitte unter 90°, so ist das Gesichtsfeld dunkel; für die Zwischenstellungen der Nicols zu einander wird das Gesichtsfeld um so heller, je spitzer der Winkel, unter dem sich die Hauptschnitte kreuzen, um so dunkler, je näher er 90° liegt. Wenn man nun bei dunklem Gesichtsfelde ein Mineralblättchen unter das Mikroskop bringt, welches einfach lichtbrechend, also z. B. aus einer amorphen, glasähnlichen Masse besteht oder eine Lamelle eines regulär krystallisirenden Minerales ist, so bleibt das Gesichtsfeld dunkel, man mag das Blättchen drehen, wie man will. Wird aber ein Blättchen eines doppeltbrechenden Minerals (einem der übrigen nicht regulären Systeme angehörig) eingeschoben, so wird meist statt des dunklen Gesichtsfeldes ein helles oder lebhaft gefärbtes erscheinen. Einfach lichtbrechende i s o t r o p e und doppeltbrechende a n i s o t r o p e Mineralien sind also hierdurch sofort zu unterscheiden[1]). Dabei ist aber für die doppeltbrechenden Mineralien hervorzuheben, dass die quadratischen und hexagonalen Krystalle in der Richtung der krystallographischen Hauptaxe einfach lichtbrechend (o p t i s c h

1) Die anomalen Polarisationserscheinungen beim Boracit, Senarmontit, Alaun etc. kommen für die Petrographie kaum in Betracht.

einaxig), dagegen die Krystalle des rhombischen und der beiden klinoaxialen Systeme in zwei Richtungen einfach lichtbrechend (optisch zweiaxig) sind. Dünne Blättchen solcher Krystalle, durch die man in der Richtung der optischen Axen hindurchsieht, lassen sich dann in diesem Falle also nicht von isotropen Mineralien unterscheiden. In Gesteinsschliffen wird allerdings dieser Fall selten genau eintreten. Die Farbenerscheinungen der Polarisation treten also bei doppeltbrechenden Minerallamellen nur dann ein, wenn sie nicht senkrecht zur optischen Axe durchschnitten sind. Bei gekreuzten Nicols heben sich dann solche doppeltbrechende Krystalle oder deren Lamellen scharf gegen das dunkle Gesichtsfeld contrastirend ab, bei parallelen Nicols erscheinen sie auf hellem Grunde. Bei einer Drehung der Nicols zu einander wechseln die sich zeigenden Farben so, dass die complementären Farben erscheinen, wenn man um 90° gedreht hat. Bei einer vollkommenen Horizontaldrehung des Objektes selbst tritt keine Farbenwandlung, sondern nur eine Verschiedenartigkeit der Lichtintensität ein, die viermal ändert. Wenn eine Elasticitätsaxe eines doppeltbrechenden Mineralblättchens mit dem optischen Hauptschnitt des Polarisators (kurze Diagonale) zusammenfällt, tritt bei gekreuzten Nicols Dunkelheit ein. Es genügt dann aber eine Drehung des Objektes in der Horizontalebene, um farbige Helle hervorzurufen. Nur wenn das Objekt in allen Stellungen der Horizontalebene gleichmässig bei gekreuzten Nicols dunkel bleibt, ist der Körper wirklich ein isotroper. Daher müssen Dünnschliffe stets in der Horizontalebene gedreht und darnach die lichtbrechende Natur der einzelnen Gemengtheile bestimmt werden. Die Dicke des zu beobachtenden Blättchens ist von Einfluss auf die Polarisationserscheinungen, bei zu dünnen Blättchen treten dieselben nicht mehr hervor; bei ungleicher Dicke zeigen dieselben gleichzeitig eine verschiedene Färbung an den verschieden dicken Stellen.

Wenn sich auf diesem Wege nun auch schon erkennen lässt, ob ein im Dünnschliff zu bestimmendes Mineral optisch einfach- oder doppeltbrechend ist, kann eine

genauere Bestimmung der Krystallsysteme doch nur mit Hülfe des Stauroskopes ausgeführt werden, welches Kobell eingeführt und Brezina verbessert hat.

Ein grosser Vortheil der Beobachtung im polarisirten Lichte besteht auch noch darin, dass die verschieden optisch sich verhaltenden Gemengtheile von gleicher Farbe sich dann schärfer von einander abheben und mancherlei fremdartige Körper in den Mineralien dadurch deutlich hervortreten.

Die Erscheinungen der Circularpolarisation sind besonders wichtig zur Erkennung des in Mineralgemengen vorhandenen mikroskopischen Quarzes.

Endlich sind zur Unterscheidung der Mineralien unter dem Mikroskope noch von grosser Wichtigkeit die Absorptionserscheinungen des Lichtes in doppeltbrechenden Krystallen. Bei farblosen Mineralblättchen spricht sich diese Absorption durch eine abwechselnd grössere und geringere Helligkeit der Objekte aus, wenn man die Stellung derselben ändert; bei gefärbten zeigen sich die wechselnden Farben des Pleochroismus. Zur Beobachtung dieser Erscheinung dient eigentlich das Dichroskop, am Mikroskope kann man dasselbe dadurch ersetzen, dass man den unteren Nicol (Polarisator) allein zur Anwendung bringt und ihn um seine Axe dreht. Diese Untersuchungen sind besonders werthvoll zur Unterscheidung der Glimmer, Augite und Hornblende u. a. Mineralien, bei denen später noch hierauf zurückzukommen sein wird.

Passend lassen sich die im vorhergehenden besprochenen allgemeinen optischen Verhältnisse zur Bestimmung der Mineralien in Dünnschliffen combiniren, wie dieses in einem optischen Schlüssel von Dr. E. Cohen sehr übersichtlich geschehen ist. Der Gang hierbei ist etwa der folgende: Im Polarisationsmikroskop ergibt sich bei der Betrachtung von Dünnschliffen für die in ihnen vorhandenen Mineralblättchen: *Entweder A: Die ganze Substanz zeigt ein gleiches optisches Verhalten oder einzelne Stellen zeigen ein verschiedenes optisches Verhalten, sind aber geradlinig gegen einander begrenzt (Zwillinge): Dann liegt wirklich ein homogenes Mineral vor.*

I. Das Blättchen ist dunkel bei gekreuzten Nicols in allen Drehungen der Horizontalebene: isotrop oder anisotrop, wenn der Schnitt senkrecht zur optischen Axe geht.

1. Alle Durchschnitte derselben Substanz verhalten sich gleich . . . . isotrop.
   a. Die Durchschnitte zeigen weder geradlinige Umgrenzung, noch Spaltungsrichtungen, noch sonstige Andeutungen einer krystallinischen Struktur: amorph.
   b. Die Durchschnitte zeigen geradlinige Umgrenzung oder Spaltungsrichtungen oder sonstige Andeutungen einer krystallinischen Struktur . . regulär.
2. Nicht alle Durchschnitte derselben Substanz verhalten sich gleich, neben den dunklen Durchschnitten finden sich farbige: anisotrop.
   (Schnitt senkrecht zur optischen Axe.)
   a. Die dunklen Durchschnitte sind meist quadratisch oder hexagonal; die farbigen Durchschnitte zeigen, wenn überhaupt Dichroismus stets denselben: quadr. oder hexagonal.
      α. Die dunklen Durchschnitte sind quadratisch oder achtseitig . . . . quadrat.
      β. Die dunklen Durchschnitte sind Hexagone mit Winkeln von 120° . . . . hexagonal.
   b. Die dunklen Durchschnitte sind weder quadratisch noch hexagonal; die verschiedenen Durchschnitte können einen verschiedenen Dichroismus zeigen, folglich ist das Mineral trichroitisch rhombisch, monoklin oder triklin.
      Dieser Fall kann nur bei einem Schnitt senkrecht zu einer optischen Axe eintreten und wird höchst selten vorkommen, bezüglich weiterer Unterscheidung siehe nun unter II.

II. Das Blättchen ist gefärbt bei gekreuzten Nicols, bei einer vollen Horizontaldrehung findet ein viermaliger Wechsel von dunkel und farbig statt. (Bei parallelen Nicols von hell und farbig) . . . . . anisotrop.

1. Die Hauptschwingungsrichtungen sind ge-

gen die krystallographischen Axen parallel und senkrecht orientirt.

(Die Spaltungsdurchgänge können im rhomb. und monoklinen System als Orientirung dienen.)

quadr. hexag. rhomb. monoklin.

a. Nicht alle Durchschnitte derselben Substanz verhalten sich gleich

quadratisch, hexagonal oder monoklin.

α. Neben den farbigen Durchschnitten finden sich andere, welche dunkel sind, und erstere zeigen, wenn überhaupt, Pleochroismus und Dichroismus: bezüglich Unterscheidung (A I. 2 a. α. u. β). quadratisch oder hexagonal.

β. Neben den Durchschnitten, in welchen die Hauptschwingungsrichtungen gegen die krystallographischen Axen parallel und senkrecht orientirt sind, finden sich andere, bei welchen dies nicht der Fall ist; es kann Trichroismus beobachtet werden . . . . . . monoklin.

(Durchschnitte erster Art liegen in der Zone der Orthodiagonale.)

b. Alle Durchschnitte verhalten sich gleich; es kann Trichroismus beobachtet werden . . rhombisch.

2. Die Hauptschwingungsrichtungen sind gegen die krystallographischen Axen nicht parallel und senkrecht orientirt, es kann Trichroismus beobachtet werden: klinoaxial.

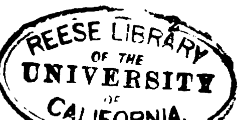
a. Nicht alle Durchschnitte verhalten sich gleich, in manchen sind die Hauptschwingungsrichtungen zu den krystallographischen Axen parallel und senkrecht orientirt . . . . monoklin.

b. Alle Durchschnitte verhalten sich gleich: triklin.

B. Einzelne nicht geradlinig gegen einander begrenzte Theile der Substanz verhalten sich optisch verschieden, so dass ein vielfarbiges Bild entsteht; bei keiner Lage zwischen gekreuzten Nicols wird der ganze Durchschnitt dunkel.

Es liegt ein Aggregat vor.

Nach dieser einfachen aber äusserst handlichen Methode lassen sich also die Mineralien in Dünnschliffen mit ziemlicher Sicherheit bestimmen.



B. Mikromorphologische Verhältnisse der Mineralien.

Erst die Anwendung des Mikroskopes hat gelehrt, dass die Mineralgemengtheile die vielfachsten Unregelmässigkeiten und Störungen in der Entwicklung ihrer Formen sowie eine grosse Verschiedenheit des inneren Baues und mannichfache, die Homogeneität derselben störende Einlagerungen und Unterbrechungen der Raumerfüllung zeigen, die für die einzelnen Mineralien vielfach von einer solchen charakteristischen Constanz sind, dass dieselben als ganz vortreffliche Erkennungsmittel gelten können.

Wie schon manche makroskopische Krystalle eine schaalenweise Uebereinanderlagerung verschiedener deutlich trennbarer Zonen erkennen lassen, so die bekannten Kappenquarze und manche Kalkspathe u. A., so zeigt sich auch die gleiche Erscheinung mikroskopisch bei einer grossen Zahl von Mineralien. Sehr schön tritt in einander Schachtelung an vielen Sanidinen, an Augit, Hornblende, Granat u. A. hervor und besonders deutlich dann, wenn gleichzeitig auf den Grenzen solcher Zonen fremdartige Körperchen eingelagert erscheinen. Makroskopisch tritt die gleiche Erscheinung, z. B. sehr schön an manchen Schwefelkrystallen von Girgenti auf, wo über einem Krystalle eine dünne Quarzhaut abgelagert ist und dann wieder eine Schaale Schwefel in gleicher krystallographischer Orientirung darüber sich gebildet hat. Die unterbrochene Bildung solcher schaaliger Krystalle wird hierdurch erläutert und ganz gleiche Verhältnisse haben wohl auch bei den mikroskopischen Erscheinungen dieser Art obgewaltet. Viele Krystalle zeigen sich auch als eine Aggregirung vieler parallel gestellter winziger Individuen, im Ganzen die Krystallform des betreffenden Minerales bildend. Makroskopisch hat diese Verhältnisse z. B. beim Bleiglanze Sadebeck erkannt und besprochen und diese Art von Krystallotektonik, sowie die verschiedenen Arten der Gruppirung der Subin-

dividuen zu einem Hauptindividuum erörtert [1]). Unvollkommene, nicht über dendritische Bildungen hinausgehende Krystallisationen u. a. sog. Wachsthumsformen, sowie unregelmässig umgrenzte, zerbrochene und zerquetschte Formen einzelner Krystalle sind gleichfalls häufig.

Einer etwas eingehenderen Besprechung bedürfen aber andere mikroskopische Anomalien der Krystalle, die in eigenthümlichen Hohlräumen oder Einlagerungen im Innern derselben bestehen.

Makroskopisch sind solche Hohlräume wohl am besten bekannt aus allen schlechten künstlichen Gläsern, in denen zahlreiche, eingeschlossene Luftblasen sichtbar sind. Ganz gleiche Hohlräume, entweder mit Luft, Gas oder Dampf erfüllt, hat das Mikrôskop manchmal in ausserordentlich grosser Zahl zu Haufen zusammen oder reihenweise hinter einander liegend in manchen Mineralien der Gesteine nachgewiesen. Man hat den Namen Poren für sie eingeführt. Ihre äussere Erscheinung ist verschiedenartig und die Vielfältigkeit solcher Formen, die bald rund, bald lang gezogen, bald schlauchförmig gestaltet sind, lässt sich leicht beobachten, wenn man künstliche Glas- oder Schlackenflüsse oder auch die Luftblasen im Eise durchmustert, mit dem Unterschiede natürlich, dass diese Dinge in den Mineralien meist mikroskopisch klein sind. Interessanter sind die polygonal umgrenzten Hohlräume, die mit den Strukturverhältnissen der Krystalle in innigem Zusammenhange stehen, wie z. B. die anfänglich für Diamanten gehaltenen Hohlräume von regulärer Form in den Xanthophyllitblättchen aus dem Ural, sowie auch derartige negative Krystalle in den javanischen Augit-Andesiten.

Flüssigkeitseinschlüsse. Wohl das hervorragendeste Interesse verdienen aber, besonders wegen ihrer äusserst wichtigen Beziehungen zu den genetischen Verhältnissen der Gesteine, die in manchen Mineralien enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse. Bei eini-

---

1) Sadebeck: Ueber die Krystallisation des Bleiglanzes. Berlin 1874. E. S. Mittler u. Sohn. S. 674 u. ff.

gen Mineralien sind dieselben makroskopisch sichtbar und schon längst bekannt und beachtet, das weitere, zahlreichere Vorkommen derselben wurde aber erst mikroskopisch nachgewiesen. Es ist eine bei der Krystallisation des Kochsalzes u. a. Salze aus Lösungen häufig beobachtete Erscheinung, dass die gebildeten Krystalle noch Reste der Mutterlauge mechanisch bei ihrem fortgesetzten Wachsthum eingeschlossen haben. Hat später eine Contraktion der eingeschlossenen Flüssigkeit, z. B. durch Erkalten, stattgefunden, so bildet sich dann ein leerer Raum, eine Luftblase, eine Libelle, wie bei der Wasserwaage, die sich in der Flüssigkeit frei hin und her bewegen kann. Auch können sich aus der eingeschlossenen Menge der Lösung später noch Krystalle ausscheiden, die dann neben der Libelle in der Flüssigkeit erscheinen. Zwischen den Modalitäten der Bildung solcher künstlicher Krystalle und der Menge und Grösse der eingeschlossenen Mutterlauge bestehen ganz bestimmte Beziehungen, besonders scheint die verschiedene Höhe der Temperatur hierbei einzuwirken. Ganz die gleichen Verhältnisse, deren Bildung im allgemeinen also auch analog mit der der künstlichen Krystalle beurtheilt werden muss, zeigen nun die in Mineralien und natürlichen Krystallen vorkommenden Flüssigkeitseinschlüsse und zwar finden sich dieselben in charakteristischer Weise sowohl in Gesteinen, die man als aus dem Wasser gebildete erklären muss, als auch in solchen, deren schmelzflüssige Entstehung evident ist.

Die äusseren Contouren dieser Flüssigkeitseinschlüsse sind im allgemeinen ähnlich denen der schon genannten Luft- oder Gasporen, jedoch kommen ausser rundlichen, elliptischen Formen auch vielfältig schlauchförmige und cylindrische, oft mit unregelmässigen Aus- und Einbuchtungen versehene Gestalten vor. Von den Luftporen unterscheiden sie sich, da der Unterschied der Brechungsexponenten der Flüssigkeiten und der der Krystalle nicht so gross ist, wie der zwischen Luft und diesen, durch weniger starke Umrandungen im mikroskopischen Bilde, während die Luftporen durch einen sehr starken Rand ausgezeichnet sind.

Aber den entscheidenden Charakter dieser Flüssigkeitseinschlüsse bieten doch die in denselben liegenden Bläschen, obgleich natürlich auch Flüssigkeitseinschlüsse möglich sind ohne dieselben, wie das schon aus dem oben über die Bildung in künstlichen Krystallen Gesagten hervorgeht. Der sicherste Beweis aber für die flüssige Natur dieser Einschlüsse in natürlichen Krystallen ist ohne Zweifel die Beweglichkeit oder Veränderlichkeit jener. Diese letztere kann durch Temperaturerhöhung herbeigeführt werden. Darin zeigt sich dann auch ein sehr bestimmtes Unterscheidungsmerkmal dieser Flüssigkeitseinschlüsse von ähnlich geformten und gleichfalls ein Bläschen — das aber in allen Fällen starre Unbeweglichkeit und Unveränderlichkeit zeigt — enthaltenden Glaseinschlüssen, von denen nachher noch die Rede sein wird. Bei vielen dieser Flüssigkeitseinschlüsse zeigt sich aber auch eine eigenthümliche, fortdauernde, in keiner Weise durch äussere Einwirkungen hervorgerufene Bewegung, ein Hin- und Herschwanken oder Zittern der Libelle in der Flüssigkeit. Dass diese Bewegung nicht von der Erschütterung des Instrumentes abhängig ist, zeigt die volle Unbeweglichkeit der Libellen in Einschlüssen, die dicht neben solchen liegen, in denen die Oscillation gerade sehr lebendig ist. Diese Bewegung ist ohne Zweifel, wie das Renard auch auf experimentellem Wege neuerdings gezeigt hat, eine molekulare Erscheinung, analog derjenigen, die schon der englische Botaniker Brown im Jahre 1827 erkannt hat, und die man nach ihm auch Brown'sche Bewegung nennt. Nur die kleinsten Bläschen sind winzig genug, ihr unterworfen zu sein; Renard glaubt die obere Grenze auf 0,002 mm. annehmen zu dürfen. Jedes so kleine freie Körperchen muss durch die Schwingungen der Moleküle, die die Wärme ausmachen, mit in Bewegung gesetzt werden. Ganz ähnliche Erscheinungen an fein vertheilten Substanzen in Flüssigkeiten haben auch schon Wiener und Exner [1]) beobachtet und sie kommen zu ganz gleichen

---

1) Wiener, Pogg. Ann. CXVIII, 85; Exner, Wien. Acad. Ber.

Resultaten, wie Renard: dass diese Bewegung nicht bloss mechanisch der Flüssigkeit durch Stoss mitgetheilt sei, dass dieselbe nicht von wechselnder Anziehung und Abstossung der verschiedenen schwingenden Körpertheilchen untereinander herrühre, endlich dass die Bewegung weder von Wärmeunterschieden noch von Verdunstung bedingt sein könne. Dieselbe habe in der Flüssigkeit an und für sich ihre Ursache, und die Bewegung selbst hängt von der Grösse der Theilchen ab. Nach Exner wird die Lebhaftigkeit der Bewegung nur durch Licht und Wärme erhöht. Andere Ansichten über diese Bewegung sprachen Jevons und Dancer aus, der erstere glaubte die Ursache derselben in der Elektricität, der letztere in Temperaturschwankungen zu finden [1]).

Die Flüssigkeitseinschlüsse treten wie die Luft- und Gasporen sowohl einzeln, als auch in Haufen und zu Reihen hintereinander gruppirt auf, ohne eine constante Beziehung ihrer Anordnung zur Krystallform erkennen zu lassen, wenngleich in manchen Fällen die Spaltungsrichtungen in den Krystallen mit einer grösseren Häufung der Flüssigkeitseinschlüsse zusammenfallen. Die Möglichkeit der späteren Erfüllung ursprünglicher Hohlräume ist wenigstens nicht ganz ausgeschlossen, wenngleich wohl für die Mehrzahl dieser Einschlüsse eine solche nicht angenommen werden kann. In der Folge bei der Besprechung einzelner Mineralien wird das Vorkommen solcher Flüssigkeitseinschlüsse noch Erwähnung finden.

Ueber die Natur der in dieser Weise in verschiedenen Mineralien eingeschlossenen Flüssigkeiten sind mehrfache Untersuchungen angestellt worden. Ohne hier auf die Mittel und Wege, die in den einzelnen Fällen zur Erkenntniss ihrer chemischen Natur geführt haben, eines näheren einzugehen, mögen die verschiedenartigen Flüssigkeiten wenigstens aufgeführt werden. Denn gerade ihre Natur wirft in einigen Fällen ein höchst interes-

---

LVI, 2. 116. Vgl. auch hierüber von Lasaulx, Verh. d. niederrhein. Ges. f. Nat. u. Heilk. Jahrg. 1874. S. 262.

1) Chem. News 21, 66.

santes Licht auf die dunklen Vorgänge der Gesteinsgenese.

In weitaus den meisten Fällen bestehen dieselben gewiss aus blossem Wasser, oder aus einer wässrigen Lösung von Salzen oder irgend einem Gase. Die Flüssigkeit mancher dieser Einschlüsse gefriert und thaut auf bei denselben Temperaturen wie Wasser. Häufig reagirt das Wasser stark sauer, was vielleicht von Chlorwasserstoffsäure herrührt. Chlornatrium und Chlorkalium — erkannt durch Chlorreaktion mit salpetersaurem Silber und Nachweis des Natriums in der Flamme — Sulphate von Kali, Natron, Kalk, Baryt sind gleichfalls in Flüssigkeitseinschlüssen des Quarzes nachgewiesen worden. Kleine würfelförmige Krystalle von Chlornatrium finden sich ausgezeichnet in den Flüssigkeitseinschlüssen mancher Quarze und sind gar nicht so selten; solche Würfel im Kalkspathe der Sommaauswürflinge am Vesuv, deren mehrere zusammen in einem Einschlusse liegen, wurden gleichfalls für Chlor-natrium oder Kalium gehalten. Sehr hohes Interesse verdienen vor allem solche Flüssigkeitseinschlüsse, die sich als Wasser mit Kohlensäure oder auch als reine flüssige Kohlensäure erkennen lassen. Hier gelang es, vermittelst der Spectralanalyse, den sicheren Nachweis zu liefern, dass in vielen Fällen in der That nur Kohlensäure vorhanden, da nach Decrepitation solcher an Flüssigkeit reichen Quarze im luftleeren Glasrohre und Durchleitung eines galvanischen Stromes nur das Spektrum der reinen Kohlensäure, kaum eine Spur der Wasserstofflinie sichtbar wurde. Auch die Verhältnisse der Expansibilität, wie sie sich mit dem höchst sinnreich construirten Vogelsang'schen Erwärmungsapparat für den Objekttisch des Mikroskopes wahrnehmen lassen, stimmen mit den entsprechenden Volumverhältnissen für Kohlensäure durchaus überein. Wo in einigen Fällen zwei Libellen scheinbar in einander gekapselt vorkommen, ist die eine expansibele Kohlensäure, die andere Wasser, in dem dann Kohlensäure die Libelle bildet. Ausser in einigen Quarzen wurde die flüssige Kohlensäure von Vogelsang und Geissler in Saphiren, Beryll, Topas, Labra-

dorit gefunden und als besonders hervorzuhebenden Fundort dürfen wohl auch die Augite, Olivine und Feldspathe verschiedener basaltischer Gesteine und Laven schon hier genannt werden.

Glaseinschlüsse. Wie bei der Krystallisation aus wässriger Lösung Reste der Mutterlauge eingeschlossen werden, so umschliessen in ganz gleicher Weise Krystalle, die aus einem Schmelzflusse bei langsamer oder schneller Erkaltung desselben sich ausscheiden, Reste dieser Schmelzmasse. Diese Reste erstarren dann selbst nach dem Maasse der Erkaltung entweder krystallinisch oder bloss amorph, glasartig; wobei jedoch alle möglichen Zwischenstufen zwischen den beiden Grenzzuständen vorkommen können. Sind sie mehr oder weniger krystallinisch erstarrt, so kann man sie wohl als entglaste, im anderen Falle als glasige Einschlüsse bezeichnen. Die Formen beider sind vollkommen übereinstimmend mit denen der schon besprochenen Luftporen: rund, cylindrisch, vielfach unregelmässig und verzweigt. Auch bei ihnen kommen dann, wie bei den Hohlräumen und Flüssigkeitseinschlüssen häufig dem Krystalle selbst analoge Formen, also negative mit Glasmasse erfüllte Krystalle vor. In Leuciten z. B. finden sich braune Glaseinschlüsse, die ganz die Form des Leucites selbst zeigen. Auch in den Glaseinschlüssen beobachtet man häufig kleine Bläschen, oft mehrere neben einander, aber immer unbeweglich und unveränderlich bei Temperaturerhöhung. Meist sitzen sie im Innern der Glasmasse, oft aber haften sie auch am äusseren Rand, wodurch dann gleichfalls der feste Zustand des Einschlusses sofort erwiesen ist. Auch die meisten grün- und braungefärbten sind Glasmasse. Die Bildung dieser Glaseinschlüsse scheint am leichtesten so zu erklären, dass die zahlreichen, in einem geschmolzenen Gesteinsmagma sich umherbewegenden Gasbläschen solche Glaspartikel mit emporhoben, sie fortbewegten und dann mit ihnen eingeschlossen wurden. Contraktionsverhältnisse, wie sie bei den Flüssigkeitseinschlüssen die Libelle erzeugt haben können, sind hier durchaus unanwendbar.

Luft-, Flüssigkeits- und Glasporen finden sich nicht immer in zufälliger Unregelmässigkeit durch die Masse eines Krystalls vertheilt. Die Erscheinung einer zonenweisen, mit den äusseren Contouren des Krystalls übereinstimmenden Einlagerung ist nicht selten. Oft gruppiren sich dieselben nach dem Centrum der Krystalle dichter, oft so nach dem äusseren Rande und besonders charakteristisch ist die Erscheinung, dass die Einlagerung eine streng gesetzmässige, durch Form und Strukturverhältnisse des Krystalls bedingte ist, wie das so schön beim Leucite und den Feldspathen sich zeigt.

Krystalliten. Ausser den bisheran besprochenen Einschlüssen, die das Gemeinsame einer nicht individualisirten wesentlichen Gestalt besassen, kommen nun auch zahlreiche solche festen Einschlüsse vor, die schon individualisirte wesentliche Gestalt besitzen, in der mehr oder weniger die Gesetzmässigkeit der Krystallformen schon zum Ausdruck kommt. Gehören ja auch makroskopisch Einschlüsse von Mineralien und Krystallen in Mineralien durchaus nicht zu den Seltenheiten. Aber mikroskopisch gestalten sich diese Verhältnisse doch etwas anders; denn es finden sich hier von den allerersten embryonalen Anfängen der Krystallbildung fortschreitend bis zu vollendeten Krystallen alle nur denkbaren Uebergänge. Solche Einlagerungen, die gewissermassen nur als die allerprimitivsten noch kugelförmigen Ausscheidungen aus der Lösung, also als starr gewordene, übersättigte Tropfen angesehen werden können, deren Gruppirung aber in vielen Fällen dennoch schon Anziehung und Aneinanderlagerung in bestimmten axonometrischen Richtungen erkennen lässt, sind zweckmässig von Vogelsang mit dem Namen Globuliten belegt worden. Wo schon bestimmte, wenn auch noch nicht regelmässig polyëdrische Formen, aber doch schon durch krystallographische Gesetze bedingte krystalloide Wachsthumsformen vorliegen, werden diese also gewissermassen im Zwischenstadium zwischen amorphem und krystallinem Zustand sich befindenden Bildungen: Krystalliten genannt. Eine besondere Art von Krystalliten, bei denen nicht eine geradlinige Ausbildung, sondern

bogenförmig gewundene, haarförmige Gestalten sich zeigen, manchmal den Schwärmsporen der Pflanzen ähnlich, werden mit dem Namen: Trichiten (θρίξ Haar) belegt[1]). Solche Einlagerungen endlich, die in der That schon als eigentliche mikroskopische Krystalle mit mehr oder weniger unvollkommener, rudimentärer Gestalt gelten müssen, haben den Namen Mikrolithen erhalten. Bei diesen letzteren ist es dann auch in manchen Fällen schon möglich, ihre mineralogische Natur zu erkennen und so spricht man dann von Augit-, Hornblende- u. a. Mikrolithen. Bei diesen verschiedenen Stadien in der Entwicklungsreihe kommen sehr mannichfache Gestalten vor. Für das Studium der primitivsten Formen der Globuliten, Krystalliten und Trichiten sind besonders die künstlichen Gläser und Schlacken, sowie die natürlichen Gläser und Halbgläser der Silicatgesteine am meisten geeignet. Mikrolithe kommen dagegen fast in allen Gesteinen vor. Ihre Gestalt ist nadelförmig, oft ausgezackt, nagel- und keulenförmig; vielfach combinirte Gestalten entstehen aus der Aggregation von Mikrolithen, nicht selten werden dadurch organische Formen nachgeahmt, so z. B. die Farrenwedel im Pechstein von Arran. Die Mikrolithen sind in vielen Fällen direkt als die Subindividuen anzusehen, aus denen sich ein Krystallhauptindividuum nach verschiedenen Arten der Tektonik aufbaut. Die verschiedenen Formen der Krystalliten und Mikrolithen kommen in der Folge noch an einzelnen Stellen zur Erwähnung und näheren Betrachtung. Eine ganz besondere, eigenthümliche und für die Genesis wichtige Erscheinung wird häufig durch die Anordnung der Mikrolithe, Krystallite und der kleinsten Krystalle in natürlichen Gläsern und in Gesteinen hervorgebracht, eine Gruppirung, die deutlich für die in diesen Massen stattgehabten Bewegungen spricht. Es finden sich diese winzigen Nadeln und Stäbchen zu vollkommenen Schwärmen und Strömen mit durchaus paralleler Stellung vereinigt,

1) Es erscheint richtiger, diese Trichiten noch nicht zu den folgenden Mikrolithen zu rechnen, denen Zirkel sie beizuzählen geneigt scheint.

vor einem grösseren Krystalle biegen sie aus, gehen um denselben herum, um nachher die alte gemeinsame Richtung wieder aufzunehmen. Dazu erscheinen dann auch die grösseren Krystalle oft zerrissen und in der Richtung der Mikrolithenströmung in den einzelnen Bruchstücken gegeneinander verschoben. Ganz ähnliche Erscheinungen zeigen sich auch makroskopisch an manchen Gesteinen, z. B. Trachyten. Am besten lässt sich zu ihrer Verdeutlichung das Bild einer Holzschwemme wählen, wo die einzelnen Balken trotz einer scheinbaren Regellosigkeit doch alle die Bewegungsrichtung der Fluth andeuten. Vogelsang hat passend für diese Erscheinung den Namen: Fluidalstruktur in Vorschlag gebracht.

Schliesslich mag erwähnt sein, dass auch die feinen Nüancirungen der Umwandlungs- und Zersetzungsvorgänge in den Gesteinen sich in Dünnschliffen unter dem Mikroskope deutlich darbieten und sich darin in überraschender Weise verfolgen lassen.

Viele der im Vorhergehenden besprochenen Bildungen lassen sich nicht leicht ohne bildliche Darstellung veranschaulichen, am besten wird man dieselben an geeigneten Präparaten selbst betrachten. Hierfür mögen die von Fuess in Berlin und von Voigt und Hochgesang in Göttingen hergestellten Mustersammlungen empfohlen werden, welche für die meisten der erwähnten Dinge Beispiele bieten, deren unmittelbare Anschauung auch die beste Zeichnung nicht ersetzen kann.

2. Untersuchung der Gesteine und ihrer Gemengtheile nach ihren chemischen Beziehungen.

Auch die chemische Untersuchung der Gesteine hat vor allem den Zweck, die Theilnahme der einzelnen Mineralien an der Bildung der Gesteine aufzuklären, zu zeigen, welche procentische Zusammensetzung aus den einzelnen Mineralspecies jedes Gestein zeigt; endlich aber weiter gehend, begründet sie auch da verwandtschaftliche Beziehungen in der allgemeinen Zusammensetzung

der Gesteine, wo sowohl der äussere Habitus, als auch die geognostischen Verhältnisse derselben durchaus von einander abweichen. Diese Gesichtspunkte muss also die chemische Untersuchung der Gesteine vor allem festhalten, wenn sie ihren Zweck erfüllen soll.

Bauschanalysen von Gesteinen sind der gewöhnlichste und einfachste Weg und insofern sie mit der nöthigen Sorgfalt an möglichst frischen Gesteinen ausgeführt werden, gestatten sie allerdings unmittelbar einen Schluss auf die Gleichartigkeit der procentischen Zusammensetzung aus Basen und Säuren. Hieraus kann dann die übereinstimmende mittlere Zusammensetzung von Gesteinen, z. B. von Graniten und Quarztrachyten zwar unmittelbar erkannt werden, aber einer gleichen chemischen Constitution können doch in vielen Fällen abweichende mineralische Bestandtheile entsprechen. Hierbei ist vor allem auch der Umstand nicht ausser Betracht zu lassen, dass die Analyse eines Gesteines nicht in allen Fällen die mittlere Zusammensetzung ausdrückt. Bei sehr grobkörnigen Gesteinen wird man nur durch Verwendung entsprechend grosser Mengen ein günstiges Resultat erzielen können. Schon die Betrachtung blosser Handstücke solcher Gesteine lehrt uns, wie ungleichen Antheil an der Zusammensetzung kleinerer Stücke die Gemengtheile nehmen, wie bald dieser, bald jener darin überwiegt, und wie schwer es daher sein wird, an solchen den wirklichen Ausdruck der mittleren Gesteinszusammensetzung zu erhalten. Allerdings ist dann in der Ausbildung der einzelnen Mineralien ein Hülfsmittel ihrer Bestimmung schon durch das blosse Auge gegeben, wodurch sich also die erhaltene Analyse leichter deuten lässt. Aber immerhin werden Analysen von blossen vereinzelten Handstücken für grobkörnige Gesteine nur unsichere Resultate ergeben. Bei feinkörnigen und dichten Gesteinen ist das allerdings weniger der Fall, dafür muss dann aber das Mikroskop uns die Erkenntniss der constituirenden Mineralien liefern. Daraus ergiebt sich schon im allgemeinen, dass Bauschanalysen nur dann einen wirklichen Werth für die Erkenntniss der Bestandtheile der Gesteine haben wer-

den, wenn sie mit mikroskopischer Analyse durchaus Hand in Hand gehen. Allerdings gestattet auch das Mikroskop nicht mit Sicherheit die Unterscheidung aller Gemengtheile und gerade bei einer Klasse von Mineralien, die als ausserordentlich wichtig gelten kann, bei den triklinen Feldspathen, den Plagioklasen, lässt uns auch das Mikroskop im Stich. Hier wird also immer wieder das grössere Gewicht auf eine gute Analyse zu legen sein. Die Stufe der Acidität wird dadurch immerhin um so sicherer erkannt werden, als man sich nicht mit einer Analyse begnügt, sondern ein Mittel aus mehreren, an nahezu gleichem Materiale nach gleicher Methode hergestellten Analysen zu gewinnen sucht. Auf die Bestimmung der Alkalien muss besonders sorgsame Aufmerksamkeit verwendet werden. Die Stufe der Verwitterung wird sich in den meisten Fällen wohl mit ziemlicher Sicherheit an dem Wassergehalte, dem Gehalte an Kohlensäure, Phosphorsäure erkennen lassen, und in solchen Fällen sind die Ergebnisse bezüglich der anderen Bestandtheile für die Erkenntniss der Natur des Gesteines natürlich wieder zweifelhafter. Ein schwieriger Theil bleibt immer noch die Interpretation der Gesteinsanalysen, wenn es nicht gelingt, direkt oder mit dem Mikroskope mit Sicherheit die einzelnen Gemengtheile zu bestimmen, wo dann also lediglich aus den Ergebnissen der Analyse die Menge und Art der einzelnen Gemengtheile durch Rechnung gefunden werden muss. Solche Berechnungen werden selbst in den Fällen selten ein ganz übereinstimmendes Resultat ergeben, wo die mikroskopische Analyse vollkommen durchführbar gewesen. Um so schwieriger wird eine solche Interpretation, wo man nicht einmal die theilnehmenden Mineralien, noch auch die Mischungsgesetze der einzelnen kennt. Bischoff hat als übersichtlichen Ausdruck der berechneten mineralischen Constitution den sogenannten Sauerstoffquotienten in Anwendung gebracht, der allerdings nur eine rohe Zahl darstellt. Man erhält denselben durch Division der der Kieselsäure entsprechenden Sauerstoffmenge in die Menge des Sauerstoffs der Summe aller anderen Oxyde mit Ausnahme

von Wasser. Da man nun diese Quotienten von einer Reihe von bestimmten Mineralien kennt, Quarz = 0, Orthoklas und Albit = 0,333, thonerdefreie Hornblende und Augit = 0,5, Anorthit und Olivin = 1,0, so gestattet eine Vergleichung Schlüsse auf das gesuchte Mengenverhältniss. Aber bei augitischen und hornblendehaltigen Gesteinen, wo diese beiden Mineralien thonerde- und eisenoxydhaltig sind, wie das meist der Fall ist, reicht diese Methode nicht aus, und in gleicher Weise stört die Gegenwart des kieselsäurefreien Magneteisens ihre Anwendung.

In einer etwas abweichenden Weise sucht Tschermak [1]) das Mengungsverhältniss durch einen Sauerstoffquotienten auszudrücken, der für alle mit einander isomorphen und gleich zusammengesetzten Stoffe dieselbe Zahl ist. Er erhält denselben nach folgenden Regeln: Bei den thonerde- und eisenoxydfreien Silicaten wird die Menge des Sauerstoffes der Kieselsäure durch die Sauerstoffmengen der Basen RO (Eisenoxydul, Manganoxydul, Kalkerde, Magnesia) dividirt; dieses giebt für Olivin 1, für Diopsid und Tremolith 2. Bei den thonerde- und eisenoxydhaltigen, die auch Alkalien führen, wird zu dem Sauerstoffe der letzteren die dreifache Menge desselben hinzugefügt und diese Menge gleichzeitig bei der Thonerde und dem Eisenoxyd in Abrechnung gebracht. Dies giebt für Orthoklas und Albit 3. Bleibt nach dieser Operation noch Sauerstoff, welcher der Thonerde und dem Eisenoxyd angehört oder enthält das Mineral keine Alkalien, so wird jener Rest oder im zweiten Falle die ganze Sauerstoffmenge, welche zur Thonerde und dem Eisenoxyd gehört, so getheilt, dass ein Drittel dem Nenner, zwei Drittel dem Zähler zugefügt werden. Nach diesem Verfahren erhält man für:

Orthoklas $(SiO_2)_6\ Al_2O_3\ K_2O$ $\quad c = \frac{12}{3 + 1} = 3,$

Augit $SiO_2\ Al_2O_3\ MgO$ $\quad c = \frac{2 + 2}{1 + 1} = 2,$

1) Porphyrgesteine Oesterreichs. Wien 1869, S. 27.

Olivin $SiO_2 (MgO)_2$ $c = \frac{2}{2} = 1,$

Magnetit $Fe_2O_3 FeO$ $c = \frac{2}{1+1} = 1.$

Auch durch diese Methode kann man also einen Quotienten erhalten, der zur Charakterisirung der Mengung eines Gesteines brauchbar ist.

Während diese beiden Methoden sich darauf gründen, ein analysirtes Gestein mit Mineralien von bestimmter Zusammensetzung zu vergleichen, schlug Bunsen einen andern Weg ein, indem er ein zu bestimmendes Gestein mit Gesteinen von bekannter Zusammensetzung verglich. Er geht dabei von der Annahme aus, dass die meisten krystallinischen und vulkanischen Gesteine als Mischungen zweier extremer Glieder aufgefasst werden können, die er an Isländischen Gesteinen als wirklich vorhanden zu erkennen glaubte. Er giebt dann bestimmte Formeln an, wie man für ein zu bestimmendes Mischlingsgestein aus dem gefundenen Kieselsäuregehalt die Menge des darin enthaltenen normaltrachytischen und normalpyroxenischen Materiales berechnen kann und hierdurch gewinnt er also eine Methode der Vergleichung. Später ist diese Theorie auch auf krystalline Gesteine überhaupt angewendet worden, aber dabei wurde auch erkannt, dass lange nicht alle Gesteine sich der Formel Bunsen's fügen und dass die Differenzen zwischen Analyse und Rechnung doch oft bedenkliche Höhen erreichen.

Eine Controlle der Berechnung eines Gesteines auf seine einzelnen Gemengtheile gewährt auch das specifische Gewicht[1]). Bei einer Mischung ist es bekanntlich, wenn A, B, C . . . den Procentgehalt der Gemengtheile in einem Gesteine, a, b, c deren specifische Gewichte bezeichnen, dass dann das specifische Gewicht der Mischung gleich ist: $\frac{100}{\frac{A}{a} + \frac{B}{b} + \frac{C}{c}}$. Allerdings ergiebt hier jeder kleine Fehler gleich eine bedeutende Abweichung des Resultates, welches

1) Vergl. hierüber Roth: Gesteinsanalysen. I. 1861. S. XVIII.

um so sicherer erscheint, je mehr die einzelnen Gemengtheile in ihrem spec. Gewichte von einander verschieden sind. Einen Anhalt gewährt das specifische Gewicht eines Gesteines für die Deutung der Zusammensetzung immer in so fern, als das specifische Gewicht eines Gemenges nie unter das des leichtesten Gemengtheiles sinken kann und sich dem des vorwaltenden Bestandtheiles am meisten nähern muss.

Bei den also immerhin in den meisten Fällen nur unbestimmte Resultate gebenden Methoden, die Bauschanalysen von Gesteinen zur Erkennung der mineralischen Zusammensetzung zweckmässig zu berechnen, tritt das Bestreben immer wieder in den Vordergrund, durch Sonderanalysen, soweit als möglich, direkt die einzelnen Gemengtheile zu bestimmen. Die erste Methode dieser Art war die von Gmelin zur Analyse der Phonolithe angewendete, wonach der in Säuren lösliche Theil von dem in Säuren unlöslichen getrennt analysirt wurde. Bei den Phonolithen, bei denen der Unterschied in der Löslichkeit der einzelnen Bestandtheile ein grosser ist, lässt sich diese Methode noch ziemlich gut verwerthen; auch dort, wo es z. B. gilt, den Kalkgehalt in Dioriten und ähnlichen Gesteinen zu erkennen. Im Allgemeinen aber dürfte diese Methode doch zu grosse Fehlerquellen in sich schliessen, als dass sich ihre Anwendung noch weiter empfehlen liesse. Gleichwohl erscheint die successive Behandlung der Mineralproben mit verschiedenen Säuren: Salzsäure, Schwefelsäure, Fluorwasserstoffsäure als Hülfsmittel ganz vortrefflich zur Diagnose mancher Gemengtheile geeignet. Nicht unwichtig erscheint die Methode von M. Müller[1]) zur quantitativen Bestimmung des Quarzgehaltes in Silicatgemengen. Wenn man ein feingepulvertes Silicat mit 15—20 Theilen Phosphorsäurehydrat etwas unter Verdampfungstemperatur digerirt, so wird vorzugsweise das Silicat zerlegt, während beigemengter Quarz wenigstens zum Theil unangegriffen bleibt. Auch sollen bei Digestion mit Phosphorsäurehydrat bei bestimmter Temperatur verschiedene Silicate von einander getrennt

1) Journ. f. pr. Chemie XCV, 43 u. XCVIII, 14.

werden können. In manchen Fällen kann schon eine solche Sonderbestimmung des Quarzes für die Erkenntniss der mineralischen Constitution eines Gesteines recht wesentlich sein. Wo es aber möglich erscheint, ausser einer Bauschanalyse einen oder mehrere der erkannten Gemengtheile gesondert zu untersuchen, da wird die Aufklärung des Gesteines natürlich um so sicherer erfolgen. Sorgfältiges Auslesen der gröblich und nachher feiner gepulverten Gesteinsmasse mit der Loupe oder sogar mit dem Mikroskope wird selbst bei feinkörnigen Gesteinen eine der Analyse vorausgehende Aufbereitung und Sonderung der einzelnen Gemengtheile gestatten[1]. Eine solche mechanische Aufbereitung erscheint für Thone schon durch blosses Schlämmen möglich, was bei den meisten Gesteinen nur durch complicirtere Mittel ausführbar und dennoch nicht hinreichend resultatvoll sein dürfte. Fouqué[2]) giebt folgende Methode an, die besonders zur Untersuchung magnetitreicher Laven dienen soll. Er wendet einen durch mehrere starke Bunsen'sche Elemente in Thätigkeit gesetzten Elektromagneten an, vermittelst dessen er aus feingepulvertem Gesteine alle eisenhaltigen, krystallinischen oder glasigen Elemente auszuziehen vermag: ein weisses, sehr reines Feldspathpulver bleibt zurück. Eine chemische Behandlung soll mit dieser elektromagnetischen Hand in Hand gehen. Hierfür wird die Anwendung concentrirter Fluorwasserstoffsäure empfohlen. Diese löst die glasigen Parthien und die Feldspathe auf und lässt ein Pulver von Eisenoxydul, Augit und Olivin zurück, wenn die Einwirkung nicht zu lange dauert und die Temperatur nicht zu hoch steigt. Das Eisenoxydul wird wieder mit dem Magneten entfernt. Augit und Olivin sollen dann mit Hülfe einer starken Loupe sortirt werden können. Schwache Schwefelsäure soll gleichfalls den Olivin unter Zurücklassung von Augit angreifen. Am zweckmässigsten gehe man bei dieser Methode davon aus,

---

1) Vergl. Gümbel's Mehlprobe in Eruptivgesteinen des Fichtelgebirges, München 1874.

2) Comptes rendues 1874. XXII. 11.

grössere Mengen, 2 Kilos, zu pulvern, diese nach der Korngrösse zu separiren und in zwei Theile zu theilen. Der eine dient dann zur Gewinnung der augitischen, der andere zu der der feldspathigen Bestandtheile. Zur Controlle auf die Reinheit der erhaltenen Gemengtheile muss immer der Gebrauch des Mikroskopes begleitend sein.

Eine allgemeine Anwendung dieser Art von Sonderanalyse erscheint, wenn deren Resultate in der That im Vergleiche mit dem Müheaufwande entsprechend günstig sind, auch auf weitere Gesteine wohl ausführbar und besonders würde dieselbe, z. B. auf die Diorite und Diabase sich wohl mit Nutzen anwenden und hier vielleicht noch, wegen der Gegenwart von Quarz, mit der obigen Müller'schen Methode vereinigen lassen.

Ein erhöhtes Augenmerk, als das bisheran zu geschehen pflegte, verdient übrigens auch die Bestimmung des Wassergehaltes in den Gesteinen und deren Mineralien, in denen derselbe oft schwer durch blosses Glühen auszutreiben ist, wenn er als basisches Wasser vorhanden sein sollte.

Jedenfalls haben alle Versuche, analytische Methoden für Gesteinsanalysen zu finden, in erster Linie sich darauf zu richten, möglichst von der Bauschanalyse oder blossen Partialanalyse der löslichen und unlöslichen Bestandtheile zu einer durchgeführten genauen Trennung der Gesteinselemente auch auf direkt-chemischem oder wenigstens mechanisch-chemischem Wege zu gelangen.

III. Mineralogische Vorschule.

Zweck der mineralogischen Vorschule ist die Kenntniss derjenigen physikalischen, chemischen, mikroskopischen Eigenschaften der Mineralgemengtheile der Gesteine, die für ihre Bestimmung in den letzteren vorzüglich von Bedeutung sind. In diesem Sinne werden im folgenden die wichtigsten dieser Mineralien der Reihe nach beschrieben.

1. Quarz.

Physikalische Eigenschaften: Krystallform: hexagonal-rhomboëdrisch nach den Gesetzen der trapezoëdrischen Tetardoëdrie. So reich an Krystallflächen derselbe sonst zu sein pflegt, sind seine Krystalle in Gesteinen doch vorherrschend von sehr einfacher Form: Es sind Combinationen von Prisma ∞P und den beiden Rhomboëdern R und —R. Selten fehlt das Prisma ganz, wo dann die beiden Rhomboëder im Gleichgewichte sich zum Dihexaëder ergänzen; das Prisma ist jedoch bald mehr, bald weniger herrschend. Häufig Zwillinge mit paralleler Axe und vollkommener Penetration. Während die in Höhlungen von Gesteinen frei auskrystallisirten Quarzkrystalle durch ihren schönen Glanz als Bergkrystall ausgezeichnet sind, pflegen die als Gemengtheile von Gesteinen erscheinenden meist von matter undurchsichtiger Beschaffenheit, rauher und unebener Oberfläche zu sein. Dadurch gehen sie allmälig in eckige, rundliche Körner von verschiedener Grösse über. Auf der Bruchfläche von Gesteinen ist er meist durch seinen muschligen fettglänzenden Bruch und durch die mehr oder weniger regelmässige, auf seine Krystallform zurückzuführenden Querschnitte, sowie durch seine grosse Härte zu erkennen. H = 7. Specifisches Gewicht = 2,65.

Chemische Zusammensetzung: Kieselsäure = SiO_2 mit kleinen Verunreinigungen durch Eisenoxyd, Titansäure und verschiedene färbende Beimengungen. Vor dem Löthrohr unschmelzbar, unlöslich in Salz-, Schwefel- und Salpetersäure. Kalilauge greift ihn nur wenig an; zersetzbar in Flusssäure.

Mikroskopische Eigenschaften: In Gesteinsdünnschliffen erscheint er entweder als rhombische Querschnitte, wenn er als blosses Dihexaëder nach der Hauptaxe durchschnitten ist; sechsseitige Querschnitte giebt er parallel der Basis, langgezogen sechsseitige, wenn er parallel der Hauptaxe geschnitten und das Prisma vorhanden ist. Seine Querschnitte in dünnen Blättchen erscheinen meist hell, durchsichtig und frisch aussehend, wie kaum

ein anderes Mineral. Bezeichnend ist seine sehr lebhafte, buntfarbige Circularpolarisation. Besonders reich erscheint er, wie schon an makroskopischen, so auch an mikroskopischen Einschlüssen der verschiedensten Art. Von ersteren sind die Chlorit-, Rutil-, Cyanitnadeln in ihm bekannt und viele andere Mineralien, sowie auch die schon dem blossen Auge sichtbaren Wassertropfen mit leicht beweglicher Libelle. Alle diese Einschlüsse sind mikroskopisch ausserordentlich zahlreich nachzuweisen. Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen oder festen Libellen sind in manchen Quarzen in ausserordentlich grosser Zahl vorhanden, so dass sie davon in Reihen und Haufen durchschwärmt erscheinen, die Poren haben die verschiedenartigsten Gestalten. Die Flüssigkeiten sind verschieden, es wurde Wasser-Salzlösung mit inneliegenden Chlornatriumwürfelchen — kohlensäurehaltiges Wasser — freie flüssige Kohlensäure erkannt. Auch Glaseinschlüsse und Gasporen sind häufig. Die dichte Anhäufung dieser Einschlüsse zugleich mit den oben erwähnten Eigenschaften seiner Frische und der Polarisation sind gute Kennzeichen für die mikroskopisch vorkommenden Quarze. Er ist in seinen verschiedenen Varietäten wohl der verbreiteteste Gemengtheil der Gesteine und spielt besonders in den krystallinischen Gesteinen der Gruppe der Granite, Gneisse und der krystallinischen Schiefer eine Rolle. Die dichten Varietäten: Quarzit, Kieselschiefer u. a. kommen in grösseren selbstständigen Massen vor und finden bei den Gesteinen ihre Besprechung, ebenso auch der Opal.

Erwähnung mag hier nur der Tridymit noch finden, der in hexagonalen Tafeln, gebildet aus vorherrschender Basis, Prisma und Pyramide, selten in einfachen Krystallen, sondern meist in Contakt- und Durchkreuzungszwillingen verschiedenartiger Stellung sich findet, und wie der Opal Kieselsäure vom niedrigen specifischen Gewichte 2,28—2,36 ist und in verschiedenartigen Gesteinen und deren Höhlungen vorkommt.

2. Feldspathe.

Die Gruppe der Feldspathe ist sowohl in Bezug auf die mannigfachen krystallographischen Formverhältnisse, als auch in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung, eine der interessantesten des ganzen Mineralreiches. Nach der Krystallform zerfallen sie in zwei getrennte Abtheilungen: Orthoklase oder monoklin, Klinoklase oder triklin krystallisirende Feldspathe. Während man in Bezug auf die sehr wechselnde Zusammensetzung früher eine ganze Reihe von Varietäten unterschied, von dem allgemeinen Verhältnisse x : 3 : 1 für SiO_2, Al_2O_3, und einatomige Basen, wobei x zwischen 1 und 24 schwanken kann, darf man nach den neueren Forschungen, vorzüglich nach der Lehre Tschermak's[1]), nur mehr drei selbstständige Species unterscheiden, den Kalifeldspath oder Orthoklas, den Natronfeldspath oder Albit und den Kalkfeldspath oder Anorthit. Die orthoklastischen Feldspathe, von denen gleichfalls viele ausser Kali auch Natron in wechselnden Mengen enthalten, sind blosse Gemenge von Orthoklas mit Albit, wie dieses z. B. für den sog. Perthit gilt, der ein Orthoklas ist, dem Lamellen von Albit eingeschaltet sind und wie sich das in mannigfachen regelmässigen Durchwachsungen und Ueberwachsungen von Orthoklas mit Albit ausspricht. Die Form des Orthoklas wird durch solche Beimengungen von Albit natürlich nicht geändert. Alle klinoklastischen Feldspathe aber, die durch einen gleichzeitigen variirenden Gehalt von Kalk und Natron ausgezeichnet sind, müssen als isomorphe, also lediglich chemische und nicht mechanische Gemische von Albit- und Anorthitsubstanz angesehen werden. Tschermak fasst alle diese Feldspathe, die also aus Mischungen zweier Substanzen bestehen, die durch die Formeln $Na_2OAl_2O_3(SiO_2)_6$(Albit) und $(CaO)_2(Al_2O_3)_2(SiO_2)_4$ (Anorthit) ausgedrückt werden, unter dem Namen: Plagioklase zusammen. Zu diesen gehören also jetzt alle früher als selbstständige Species unterschiedenen Feldspathe, welche zu-

1) Sitzber. der kais. Acad. d. Wissensch., Wien, Bd. 50 u. 60.

gleich Kalk und Natron enthalten, wie der Oligoklas, der Labrador und der Andesin, die also jetzt nicht mehr als selbstständige Species gelten dürfen, deren Namen aber zur Trennung gewisser, einem bestimmten Procentgehalte von Kalk und Natron entsprechenden Unterabtheilungen der ganzen Reihe zwischen Albit und Anorthit dennoch beibehalten werden können [1]).

Orthoklas. Kalifeldspath. Phys. Eigensch.: Krystallform: monoklin. Die in Gesteinen oft rundum ausgebildet vorkommenden Krystalle sind meist Combinationen eines Prisma ∞P(T,l), dessen stumpfe Kanten 118°47′ messen, dessen schärfere Kanten durch die Flächen des Klinopinakoides ∞Ꝑ∞ (M) abgestumpft sind und an dem als Endigung die Flächen der Klinobasis oP(P) und eines Hemiorthodoma's Ꝑ∞ (x), mit einander einen Winkel von 129°41′ bildend, erscheinen. An der Seite der Basis erscheinen wohl auch die Flächen des Klinodoma's 2Ꝑ∞ (n) sowie darunter die steilere Fläche des Hemiorthodoma's 2Ꝑ∞ (y), mit ersterer den Winkel von 99°38′ bildend. Mit den Prismenflächen bildet die Basis einen Winkel von 112°13′, das Hemidoma x einen solchen von 110°41′. Durch Vorherrschen des Klinopinakoides erhalten die Krystalle einen tafelförmigen Habitus; wenn gleichzeitig die Basis sehr ausgedehnt erscheint, so erhalten, da diese beiden Flächen einen Winkel von 90° mit einander bilden, die Krystalle ein rectangulär prismatisches Aussehen. Häufig sind Zwillinge nach verschiedenen Gesetzen, von denen für die in Gesteinen als Gemengtheile erscheinenden Orthoklase besonders das eine Erwähnung verdient, welches den Namen des Karlsbader Gesetzes führt. Die beiden Krystalle erscheinen mit der Fläche des Klinopinakoides an einander oder durcheinander gewachsen, jedoch so, dass die entsprechenden Flächen der Endigung umgekehrt liegen, also der eine Krystall gewissermassen mit dem zweiten wie

---

1) Neuerdings scheint Descloizeaux auf Grund optischer Untersuchungen, die ihm bestimmte distinctive Charaktere für die triklinen Mischungsfeldspathe: Oligoklas und Labrador ergeben, die Mischungstheorie Tschermak's bekämpfen zu wollen.

mit seinem Spiegelbilde verwachsen erscheint. Die Prismenflächen können sich dabei decken, aber die endigenden Flächen der Basis und des Hemidoma's durchschneiden einander und lassen einen durch ihre neben einander liegenden Kanten gebildeten einspringenden Winkel entstehen. Hierdurch lassen sich die Zwillinge sofort erkennen. Seltener erscheinen an den in Gesteinen eingewachsenen Krystallen Zwillinge nach dem sog. Gesetze von Baveno, wobei rektangulär prismatisch ausgebildete Krystalle mit einer Fläche des Klinodoma's n verwachsen.

Spaltbar basisch und klinodiagonal sehr vollkommen. An nach der Basis gespaltenen Krystallbruchstücken, die also auch bei Zwillingen einen durch Prismen und Klinopinakoidflächen bedingten Querschnitt ergeben, lässt sich an einer durch verschieden orientirten Glanz der beiden Hälften meist deutlich markirten Grenzlinie die Zwillingsbildung erkennen. Meist in mehr oder weniger unvollständigen Krystallen, undeutlich mit abgerundeten Kanten, rundliche und eckige Körner. H = 6. Spec. Gew. = 2,53—258. Die natürliche und gewöhnlichste Farbe des Orthoklas ist weiss; oft gelblich und in's graue spielend, wasserhell (Adular), rothe Färbungen, wohl meist secundärer Entstehung und auf beigemengtes, auf den Spaltungsklüften eingedrungenes Eisenoxyd zurückzuführen, selten grüne Farbe, durch Eisenoxydul oder durch Kupferoxyd (Amazonenstein) bedingt. Glanz oft glasartig, mehr oder weniger stark, zuweilen perlmutterartig; meist geringere Grade der Durchsichtigkeit bis undurchsichtig.

Chem. Zus.: $(KNa)^2 Al^2 Si^6 O^{16}$; mit im Mittel 64.7 SiO_2 18.4 Al_2O_3 und 16,9 K_2O meist natron- und kalkhaltig, jedoch nur in wenigen Varietäten bis zu $8^0/_0$ Na_2O. Geringe Mengen von Fe_2O_3, FeO, Mn_2O_3 MgO. Von Säuren kaum angreifbar; Fluorwasserstoffsäure zersetzt ihn, das Pulver reagirt auf mit Wasser befeuchtetes Curcumapapier alkalisch. Vor dem Löthrohr zu trübem, blasigem Glase schwer schmelzbar.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen sind die Querschnitte der Orthoklase meist lang gezogene Vierecke oder etwas schiefe Hexagone, je nachdem der

Schnitt ortho- oder klinodiagonal geht, auch kommen quadratische und rhombische Querschnitte vor, in Körnern giebt er natürlich unregelmässige Umrisse, in denen die Spaltbarkeit orientirt. Zwillingsbildungen lassen sich dann im polarisirten Lichte erkennen, wenn nicht der Querschnitt der Zusammenwachsungsebene parallel ist: auf beiden Seiten einer die beiden Individuen trennenden Grenzlinie erscheinen die complementären Farben. Nach der Spaltbarkeit sind die Querschnitte meist rissig, und auf den Spalten lässt das Mikroskop mannichfache Infiltrationsprodukte wahrnehmen. Vorzüglich durch diese erweisen sich dünne Blättchen von Orthoklas selten gut durchsichtig. In demselben erscheinen als Einschlüsse kleine Nadeln und Blättchen, besonders von Glimmer, sowie nicht selten mit Luft oder irgend einem Gase erfüllte Hohlräume oder Poren. Auch enthält er wohl Glaspartikel, aber keine oder wenigstens nur selten Flüssigkeitseinschlüsse, wie der Quarz. Besonders häufig erscheinen in ihm Lamellen von triklinem Feldspath, also wohl Albit in verschiedenen, aber immer zur Krystallform in bestimmter Beziehung stehenden Richtungen eingelagert. Hierdurch sowie durch den Spaltungsrichtungen parallele Einlagerungen undurchsichtiger Infiltrationsprodukte kann eine scheinbare polysynthetische Zwillingsstreifung im Orthoklas hervorgerufen werden. Bei ihm bestehen Zwillinge immer nur aus zwei Individuen. Seine Umwandlung pflegt häufig zonenweise von innen nach aussen fortzuschreiten. Vom Quarze, mit dem der Orthoklas wohl am häufigsten in inniger Verwachsung in Gesteinen erscheint, unterscheidet ihn im Mikroskope, abgesehen von den Polarisationserscheinungen, die meist graue, matte, undurchsichtige Beschaffenheit, die Spaltbarkeit und auch das Fehlen der Flüssigkeitseinschlüsse.

Von den verschiedenen Varietäten ist für die Gesteinsbildung nur der gemeine Orthoklas von Bedeutung, der farblose Adular kommt nur in Hohlräumen der Gesteine schön krystallisirt vor. Der dichte Orthoklas oder Feldstein bildet mit Quarz gemengt als Felsit die Grundmasse vieler Gesteine: der sog. Felsitporphyre,

Granulite etc. Nicht alles, was als Feldstein aufgeführt wird, ist wirklich Orthoklas, es wurden auch trikline dichte Feldspathe damit verwechselt. Der Orthoklas erscheint als wesentlicher Gemengtheil vor allem der Granite und Gneisse, der Syenite uud Porphyre.

Sanidin. Phys. Eigensch.: Eigentlich ist dieser nur eine Varietät des Orthoklases, mit dem er ganz gleiche Krystallgestalt mit nur wenig abweichenden Winkeln hat ($\infty P : 119^\circ 16' - 32'$ $\bar{P}\infty : 65^\circ 27$ $P/x = 129^\circ 26' - 30'$). Meist sind seine Krystalle tafelförmig, jedoch auch rektangulär, Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze. Ausgezeichnet durch starken Glasglanz (glasiger Feldspath, Ryakolith) und eine rissige Beschaffenheit. H = 6. Spec. Gew. = 2,56 —2,6, grauweiss, durchsichtig. Chemische Zusammensetzung die des Orthoklases, der höhere Natrongehalt einiger Sanidine ist nicht durchgreifend als Unterscheidungsmittel, ist ihm aber eigenthümlich. Eine Einschaltung albitischer Lamellen findet auch beim Sanidine statt, wenngleich seltener als beim Orthoklas und ohne in allen Fällen die Erklärung des Natrongehaltes zu geben.

Mikrosk. Eigensch.: In Gesteinsschliffen erscheinen wegen der flach tafelförmigen Ausbildung die Sanidinquerschnitte häufig als schmale Leisten; sonst ähnlich dem Orthoklas. Da der Sanidin meist in dünnen Blättchen eine glasartige Durchsichtigkeit erhält, so sind Einschlüsse in ihm besser zu erkennen, wie im Orthoklas. Ausser Plagioklasen, Leucit, Nephelin, Hornblende und Augit kommen in ihm zahlreiche, nicht definirbare nadelförmige Krystalliten vor, auch besonders häufig verschieden geformte Glaspartikel, sowie Gasporen. Dazu mannichfache Infiltrationsprodukte, z. B. rothfärbendes Eisenoxyd u. a. Die Einschlüsse sind häufig zonenweise den äusseren Contouren des Krystalls parallel gelagert oder auch nach der Mitte oder dem Rande zu angehäuft.

Der Sanidin ist für die Familien der Trachyte und Phonolithe der charakteristische wesentliche Gemengtheil und erscheint hierin in ähnlichen Mineralverbindungen, wie der Orthoklas in meist ähnlichen Gestei-

nen. Mit Orthoklas zusammen scheint der Sanidin überhaupt nicht vorzukommen.

Albit. Natronfeldspath. Phys. Eigensch.: Krystallform: triklin. Seine Formen haben Aehnlichkeit mit dem Orthoklas, jedoch mit abweichenden Winkeln: $\infty P' = 120^0 47'$ $P:x = 127^0 43'$. Die beiden Spaltungsrichtungen bilden einen Winkel von $86^0 24$ und $93^0 26$, hierdurch von der rechtwinkligen Spaltbarkeit des Orthoklas unterschieden. Die Neigung des Albites zu Zwillingsbildungen ist so gross, dass einfache Krystalle sehr selten sind. Das am häufigsten vorkommende Gesetz ist: Zwillingsebene das Brachypinakoid M. Legt man zwei Krystalle mit M so auf einander, dass die Basis des einen nach rechts, die des andern nach links geneigt ist, wodurch also der eine gegen den andern um 180^0 um die Makroaxe gedreht scheint, so bilden die beiderseitigen Flächen P einspringende und ausspringende Winkel von $172^0 42'$. In der gleichen Weise wiederholt sich die Zwillingsbildung und es entsteht dadurch auf der basischen Endigung eine vielfache, feine Streifung, die Verwachsung zahlreicher dünner Lamellen in Zwillingsstellung anzeigend. Diese Streifung tritt auch auf den Spaltungsflächen, die der Basis parallel gehen, hervor, kann aber in Schnitten parallel M natürlich nicht zum Ausdruck kommen. Diese lamellare Zwillingsverwachsung ist nicht nur für den Albit, sondern für alle triklinen Feldspathe in gleicher Weise charakteristisch. Der Albit ist meist weiss, auf den Spaltungsflächen perlmutterglänzend, wenig durchsichtig. H = 6. Spec. Gew. = 2,59—2,64.

Chem. Zus.: $Na^2Al^2Si^6O^{16}$ mit $68.6 SiO_2$ $19,2\ Al_2O_3$ $11,8\ Na_2O$, ein kleiner Theil Natron meist durch Kali, Kalk oder Magnesia ersetzt. Von Säuren ausser Flusssäure nicht angreifbar, schmilzt nur schwer vor dem Löthrohre, der Natrongehalt färbt die Flamme gelb, frisches Pulver reagirt alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen giebt die polysynthetische Zwillingsverwachsung sich im polarisirten Lichte durch eine bunte Parallelstreifung zu erkennen, so lange nicht der Querschnitt gerade genau pa-

rallel der Fläche des Brachypinakoïdes geht. Die Albite erscheinen in Dünnschliffen schmal oder breiter leistenförmig, z. B. in den Sericitschiefern. Sie sind trübe, wie der Orthoklas, mit streifig wolkig angeordneten punkt- und strichförmigen, äusserst kleinen Einlagerungen erfüllt, die, wie beim Orthoklas, wohl als Infiltrationsprodukte gelten müssen. Selten enthält der Albit auch eingeschlossene Quarzkörner, dagegen ist von Krystalliten und anderen Einschlüssen nichts wahrzunehmen.

Der Albit ist als Gemengtheil von Gesteinen bisheran selten gefunden worden, er kommt in den Sericitschiefern reichlich vor, in einigen Dioriten, Graniten, Syeniten, sowie vielleicht auch Laven.

Plagioklase. Oligoklas, Andesin, Labradorit. Phys. Eigensch.: Krystallform: triklin: In Gesteinen nur selten deutliche Formen, der Prismenwinkel schwankend von 120°20′ - 120°42′, meist polysynthetische Krystalle nach Art der beschriebenen Albitzwillinge. Die beiden Endigungen zeigen durch P und P′ gebildete ein- und ausspringende Winkel von 173°4′. (beim Labrador soll er 173°20′ sein. Spaltbarkeit vollkommen nach Basis und nach dem Brachypinakoid unter Winkeln von 86°10 und 93°50 sich schneidend. Meist nur in Körnern in Gesteinen, oder Leisten ohne erkennbare Endigung bildend. H = 6. Spec. Gew. Oligoklas = 2,60—2,66, Labrodorit 2,68—2,74. Farben weiss, grau, verschiedenfarbig. Bei Oligoklas und Andesin auf der basischen Spaltungsfläche Glasglanz, fast Fettglanz, beim Labrador auf Bruchflächen Fettglanz, auf Spaltungsflächen perlmutterartiger Glasglanz, auf den Flächen des Brachypinakoides manchmal schöne Farbenwandlungen (labradorisiren).

Chem. Zus.: Hier müssen die einzelnen Gruppen getrennt werden. Oligoklas kann nach der Formel: $Na^2 Ca^2 Al^4 Si^6 O^{16}$ als ein Gemisch von 1 Molekül Anorthit und 2 — 4 Mol. Albit angesehen werden, nach Procenten etwa 62.1 SiO_2 23.6 Al_2O_3 7—8 Na_2O u. 6—7K_2O u. CaO. Von Säuren ausser Flusssäure wird er nicht angegriffen, schmilzt mit gelber Färbung der Flamme leichter wie Orthoklas vor dem Löthrohr. Andesin kann

als eine Mischung von 4 Mol. Albit und 5 Mol. Anorthit gelten, nach Procenten 59.8 SiO_2 25.6 Al_2O_3 6.9 CaO und 7.7 Na_2O. Labrador lässt sich in den meisten Varietäten als Gemisch aus 3 Mol. Anorthit und 1 Mol. Albit betrachten, nach Procenten 52.9 SiO_2 30.2 Al_2O_3 12.3 CaO und 4.6 Na_2O. Das Pulver des Labradors wird von Salzsäure nur unvollständig zersetzt, wenn er frisch und unverwittert ist; verwittert zersetzt er sich unter Abscheidung von Kieselgallert vollständig.

Mikrosk. Eigensch.: Während die Plagioklase durch ihre lamellaren Zwillingsverwachsungen sich scharf gegenüber dem Orthoklase unterscheiden lassen, ist ihre Trennung unter einander durch blosse mikroskopische Eigenschaften in den Dünnschliffen nicht möglich. Ihr optisches Verhalten ist so übereinstimmend, sowie auch ihre mikroskopischen Einlagerungen, bieten so viel Gemeinsames, dass darin keine sichere Unterscheidung zu begründen ist. Auch die meist leistenförmigen, seltener tafelförmigen Querschnitte, die sie in Gesteinen zeigen, kommen bei allen gleichmässig vor. Im polarisirten Lichte zeigen alle die farbenreiche Streifung der polysynthetischen Verwachsung, wenn nicht gerade nach dem Brachypinakoide geschnitten. Die einzelnen Lamellen sind oft von ungleicher Länge, so dass die beiden Enden wie ausgefranst erscheinen. Beim Labradorit kommen jedoch auch Verwachsungen nach einem andern, als dem gewöhnlichen Gesetze vor, hierbei haben die einzelnen Lamellen die Fläche der Basis gemeinsam. Während beim ersten Gesetze die Streifung auf der Basis P erscheint, liegt sie im zweiten Falle im Brachypinakoide M, oder ist auch dann sichtbar, wenn nicht die Schnittfläche gerade parallel P geht. Treten, wie das namentlich auch beim Labradorit vorzukommen pflegt, beide Streifungen gleichzeitig auf, so schneiden sich dieselben unter einem Winkel von 86°40'. Am schönsten treten dann die sich kreuzenden Streifensysteme hervor, wenn der Schnitt möglichst dem Makropinakoide parallel geht.

Die nicht glasigen Plagioklase zeigen sich durch secundäre Umwandlungs- und Infiltrationsprodukte in glei-

cher Weise getrübt, wie der Orthoklas, die glasigen Va rietäten sind klar und lassen vorhandene mikroskopische Einmengungen und Einschlüsse gut wahrnehmen. Glaseinschlüsse und Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen sind nicht häufig, kommen aber vor; selten sind auch Einschlüsse gelblicher, brauner, nadelförmiger oder körniger Augit- und Hornblendemikrolithen. Oft sind dagegen die Plagioklase, besonders die der Gabbro's, von schwarzen, undurchsichtigen, scharfen Nädelchen oder gleichgefärbten Lamellen so erfüllt, dass dadurch die trübe, braune Färbung derselben bewirkt wird. Ausser geradlinigen Nädelchen und oft polygonal umgrenzten Lamellen, erscheinen darin noch dunkle Körner. Alle Einlagerungen sind parallel den beiden Spaltungsrichtungen der Plagioklase eingeschaltet. Auch andere Einschlüsse ähnlicher Art kommen vor. Glasige Plagioklase finden sich mit Sanidin nicht selten auf gemeinsamer Fläche M verwachsen. Bei denselben tritt häufig eine von der Zwillingsverwachsung durchaus unabhängige concentrisch-schaalige Struktur hervor, in den meisten Fällen bedingt durch eine zonenweise fortschreitende Umwandlung und Infiltration; häufig geht diese Umwandlung von Innen nach Aussen vor sich, wie es auch bei Orthoklasen zu geschehen pflegt, wo dann ein trüber Kern von noch glasigem hellem Rande umfasst scheint. Es verdient noch erwähnt zu werden, dass bei den meist dem Oligoklas zuzurechnenden Sonnensteinen der schillernde Reflex durch zahlreiche mikroskopisch beigemengte gelbbraune und rothe Lamellen von Hämatit bewirkt wird, die nach den Spaltungsrichtungen orientirt eingeschaltet sind, sowie dass auch die mehrfach untersuchten Erscheinungen des prächtig farbenwandelnden Labradors mit ähnlichen mikroskopischen Einlagerungen, wenn auch anderer Mineralblättchen, im Zusammenhange stehen. Die im Labrador von der Küste Labrador eingeschlossene expansibele Flüssigkeit muss wohl als flüssige Kohlensäure gelten.

Der Oligoklas ist ein sehr häufiger Gemengtheil einer grossen Zahl von Gesteinen: Granit, Gneiss, Syenit, Quarzporphyr, besonders auch ältere und jüngere vul-

kanische Gesteine Trachyte, Diorite u. A. führen ihn. Der in den neueren Laven auftretende Oligoklas zeigt ein ähnliches Verhältniss zu dem Oligoklas in den älteren Graniten und Porphyren, wie es zwischen Orthoklas und Sanidin obwaltet, auch der Oligoklas ist in den Laven glasig, rissig. Unter den kieselsäurereichen Feldspathen verwittert er am schnellsten. Kohlensäurehaltige Meteorwasser laugen ihm die Kalkerde und mit ihr zugleich die Kieselsäure aus, seine übrig bleibende, an diesen beiden Bestandtheilen ärmere Masse wird nun matt und bröcklich und geht allmälig, wie auch der Orthoklas, in Kaolin über.

Der Andesin, zuerst in den vulkanischen Gesteinen der Anden erkannt, kommt auch im Syenit der Vogesen und im Porphyr des Esterelgebirges vor. Seine Bestimmung ist hier jedoch keineswegs sicher.

Der Labrador ist besonders als Gemengtheil der basischen Gesteine aus der Reihe der Laven: Dolerit, Basalt u. a., sowie in Gabbro und Hypersthenit verbreitet. Auch der Labrador verwittert schnell und geht durch Aufnahme von Wasser durch Carbonisirung und Auslaugung gleichfalls in Kaolin über, während sich die Kieselsäure amorph als Opal oder Chalcedon in vielen Fällen abzuscheiden pflegt.

Anorthit. Kalkfeldspath. Phys. Eigensch.: Der grosse Formenreichthum des Anorthites, sowie die Mannichfaltigkeit seiner Zwillingsverwachsungen, kommen für die als Gemengtheile in den Gesteinen eingewachsenen Krystalle nicht so sehr in Betracht, es finden sich diese Formen vorzüglich in den Drusenräumen vesuvischer Laven und Auswürflinge in freien und aufgewachsenen Krystallen. In den Gesteinen als Gemengtheil vorkommende Anorthite haben grosse Uebereinstimmung der Form mit dem Albit: Der Prismenwinkel $\infty'P : \infty P' = 120^{0}30'$. Spaltbar ist er nach Basis P und Brachypinakoid M, diese Spaltungsrichtungen bilden Winkel von $85^{0}48'$ und $94^{0}12'$. Seine gewöhnlichen Zwillinge sind denen des Albites analog, der einspringende Winkel durch P und P' gebildet $= 171^{0}40$. Die polysynthetische Verwachsung ruft die gleiche la-

mellare Streifung hervor. Oft nur krystallinische unregelmässige Körner, bildend. H = 6. G. = 2,67—2,76. Farblos oder weiss, auf Spaltungsflächen lebhaft perlmutterglänzend; in Drusenräumen wasserhell und glasglänzend, in Gesteinen oft stark fettglänzend.

Chem. Zus.: $Ca^2 Al^4 Si^4 O^{16}$. Nach Procenten mit 43.36 SiO_2 36.91 Al_2O_3 19.73 CaO, jedoch in Wirklichkeit fast nie in dieser Weise als normaler Kalkfeldspath zusammengesetzt, CaO meist durch MgO, K_2O und Na_2O vertreten und die Thonerde durch kleine Mengen von Fe_2O_3 ersetzt; der basischste von allen Feldspathen. Vor dem Löthrohr schwer schmelzbar, gibt mit Soda eine weisse Emaille, von conc. Salzsäure vollkommen unter Abscheidung pulvriger Kieselsäure zersetzt, reagirt als Pulver kräftig alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen zeigt er in Bezug auf die lamellare Zwillingsverwachsung die gleichen Erscheinungen wie der Albit, jedoch kommen auch Polarisationserscheinungen vor, die auf eine grossblättrige Aggregatstruktur hinweisen. In Bezug auf die mikroskopischen Einlagerungen kann fast das bei den Plagioklasen Gesagte gelten. Auch in ihm finden sich zuweilen braungefärbte, lange Lamellen und dunklere Streifen und Körner eingelagert.

Sein Vorkommen ist ein noch beschränkteres, er bildet den wesentlichen Gemengtheil der Corsite und Eukrite, sowie den accessorischen mancher Gabbros und Serpentine.

Saussurit. Während ein Theil der unter diesem Namen geführten Mineralien zum Zoisit und zum Grammatit gerechnet werden muss, steht der als Gemengtheil der sog. Gabbrogesteine vorkommende Saussurit durchaus in nahen Beziehungen zu den Plagioklasen. Er findet sich nur in derben, körnigen Aggregaten, zeigt selten eine erkennbare Spaltbarkeit. H = 6—7. G = 3.3 Grauweiss, meist in's grünliche spielend, wenig glänzend und durchscheinend. Seine chemische Zusammensetzung wird durch die Formel ausgedrückt: $R^8 Al^2 Si^5 O^{19}$, wobei R vorwiegend Ca, Na und Mg ist. Von Säuren wird er nicht angegriffen.

Im Dünnschliffe zeigt sich derselbe als aus kleinen farb-

losen oder grünlichen Nadeln und Körnern bestehend, denen einzelne grössere Hornblendeprismen und opake oder grüne durchscheinende Körner eingemengt sind. Mit dem Labradorit erscheint der Saussurit durch vollkommen stufenweise Uebergänge so verbunden, dass er wohl als ein Umwandlungsprodukt desselben gelten kann.

3. Augit- und Amphibolgruppe.

Die Gruppe der Augite und Amphibole ist ebenfalls eine der wichtigsten durch ihre Theilnahme an der Bildung einer grossen Reihe von Gesteinen. Im Allgemeinen lassen sich die beiden Gruppen parallelisiren und erscheint dann die chemische Constitution einer grossen Zahl von Gliedern als übereinstimmend, während die Formen bei zwar gleichen Krystallsystemen sich durch Winkel und Spaltbarkeit etc. wesentlich unterscheiden. Innerhalb jeder der beiden Reihen kommen sowohl rhombische — monokline — als auch trikline (Rhodonit, Pajsbergit) Mineralien vor, wenn letztere von der Amphibolreihe auch noch nicht bekannt sind, auch die der Augitgruppe haben petrographisch keine Bedeutung. Es entsprechen sich in den beiden Reihen die folgenden wichtigeren Glieder:

Augite.		Amphibole.
	rhombisch	
Enstatit	Mg Si O^3	Kupferit
Bronzit, Hypersthen	Mg Fe Si O^3	Anthophyllit
	monoklin	
Diopsid	(Ca Mg) Si O^3	Tremolith
Diallag	(Ca Mg Fe Mn) Si O^3	Strahlstein
Kalkeisenaugit (Hedenbergit)	Ca Fe Si O^3	
Augit thonerdefrei	Mg Ca Si Si O^6	thonerdefrei Hornblende
Augit thonerdehaltig	Mg Al Al Si O^6	thonerdehaltig Hornblende

Augit. Phys. Eigensch.: Krystallform: monoklin, die in Gesteinen eingewachsen vorkommenden Krystalle sind in der Regel Combinationen des Prisma ∞P (M) mit dem Winkel von 87°6', dessen beide Kanten durch

Ortho- und Klinopinakoid ($\infty P \infty$, $\infty P \infty$: r u. l) abgestumpft werden und einer schiefen zweiflächigen Zuschärfung als Endigung, gebildet von den Flächen der Hemipyramide P (s) mit einem Winkel von 120°48′. Die Kante dieser Hemipyramide ist oft gerade abgestumpft durch die Basis oP. Querschnitte nach der Basis würden ein Achteck ergeben, worin die Pinakoide mit den Prismenflächen als Seiten die resp. Winkel von 133°35′ und 136°27′ bilden. Bei herrschenden Pinakoiden werden die Querschnitte fast rektangulär mit schmalen Abstumpfungen der Ecken durch das Prisma. Querschnitte nach der Hauptaxe und parallel dem Orthopinakoid sind langgezogene Sechsecke, parallel dem Klinopinakoid schief viereckig, wobei der Winkel zwischen Basis und Längsaxe = 74°11′. Zwillinge kommen vor, bei denen die Zwillingsaxe die Hauptaxe ist und die Individuen mit dem Orthopinakoide verwachsen sind. Einspringende Winkel an dem einen und eine vierflächige Zuspitzung am anderen Ende werden hierdurch bewirkt. Die Spaltbarkeit ist eine wenig vollkommene nach ∞P, unvollkommen nach den Pinakoiden. Die Winkel der Spaltungsrichtungen unterscheiden sich von denen der Hornblende durch die geringe Abweichung von 90°, besonders aber liegt auch darin eine Verschiedenheit, dass die Spaltungsflächen nie so scharf und eben sind, wie bei der Hornblende. Auch in Körnern und krystallinisch-körnigen Aggregaten. Die Farbe meist dunkelgrünlich bis schwarz, oft in's gelbe und braune spielend. Nur wenig glänzend, matt, zuweilen Glasglanz und durchsichtig (Diopsid), meist undurchsichtig. H = 5—6. G = 2.88—3.5.

Chem. Zus.: entspricht im Allgemeinen der Formel: $Mg\,Ca\,Si^2\,O^6$ oder $Mg\,Al^2\,Si\,O^6$, wonach also im wesentlichen thonerdefreie und thonerdehaltige Augite unterschieden werden. Die thonerdefreien Augite lassen sich wieder in Magnesia-, Magnesiaeisen- und Eisen - Augite unterscheiden, wobei dann stets Kalkerde als andere Hälfte der Basen eintritt. Jedoch enthalten auch diese oft bis zu 8 % Thonerde, ob dieselbe nur als Beimengung gelten soll, muss noch unentschieden bleiben.

Die thonerdehaltigen Augite enthalten meist zugleich Eisenoxyd und -Oxydul, aber keine Alkalien. Vor dem Löthrohr zu schwarzem, grünem und grauem Glase schmelzbar, Pulver mit Kobaltsolution geglüht rosenroth. Das Pulver von Augit giebt alkalische Reaktion. Von Säuren gar nicht oder nur sehr unvollständig zersetzt.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen erscheint der Augit in vielförmigen Querschnitten, wie schon oben erwähnt; aus der Variation der angeführten Formen in den Zwischenstellungen sind die mannichfaltigsten Polygone möglich. Bei der Beobachtung im Mikroskope sind vor allem die optischen Eigenschaften des Augit von Wichtigkeit. Seine Doppelbrechung ist stark und polarisirt er stets in lebhaften Farben. Dagegen sind der Pleochroismus und die Lichtabsorption so ausserordentlich gering, dass sie kaum wahrgenommen werden können und darin gerade liegt ein gutes Unterscheidungsmittel von der Hornblende. Im durchfallenden, gewöhnlichen Lichte erscheint er mit verschiedenen Farben oft verschieden an einem Präparate: bald grün, gelbgrün, grünbraun, braun u. a. Hierzu kommt häufig eine zonenweise verschiedene Färbung an einem und demselben Augitquerschnitt, eine grüne oder grünbraune innere Zone ist von einem fast violetten Rande umgeben oder umgekehrt, oft mehrfach wechselnde, verschiedenfarbige Schichten. Bemerkenswerth erscheint, dass diese verschiedenen Zonen auch im polarisirten Lichte sich nicht gleichmässig verhalten, was auf eine molekulare Umwandlung zu deuten scheint: die innere Zone zeigt oft weit intensivere Polarisationsfarben, wie die äussere und umgekehrt. Bunte Streifung kommt auch beim Augit vor und ist dann wie beim Feldspath auf eingeschaltete Zwillingslamellen zurückzuführen, diese Erscheinung ist jedoch nicht häufig. Auch Zwillinge aus zwei verschieden gefärbten Hälften kommen vor. Der Unterschied in der Spaltbarkeit mit der Hornblende tritt deutlich hervor, nur wenige Risse und Spalten zeigen die Augitschnitte. Er ist fast immer sehr reich an mikroskopischen Einschlüssen, ohne jedoch dass dieselben für ihn gerade charakteristisch würden. Er um-

schliesst: Augitmikrolithen, Magnetitkörner, unregelmässig zerstreut oder auch zu Gruppen und Linien regelmässig gruppirt, Plagioklase, Leucite, Nephelin, Glimmer, Apatit. Genau nach den Spaltungsrichtungen orientirte Einlagerungen eines dem im Labrador auftretenden Hämatit sehr ähnlichen Minerals kommen in einem Augite der Lava vom Puy de la Rodde, Auvergne, vor. Fast regelmässig erscheinen in den Augiten Glaseinschlüsse von verschiedener Form mit einem oder mehreren festen Bläschen, oft so zahlreich zusammenliegend, dass die Erscheinung kaum der in den Quarzen nachsteht, jedoch sind hier die Einschlüsse grösser. Die oben genannten Augite der Lava von Puy de la Rodde sind sehr geeignet zum Studium der verschiedensten Formen dieser Glaseinschlüsse. Seltener sind Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle. Manche Augitquerschnitte erweisen sich als Aggregate lauter kleiner Subindividuen von Augit, auch wohl mit anderen Mineralien untermischt. Regelmässige Verwachsungen des Augit mit Diallag und besonders mit Hornblende sind gleichfalls mikroskopisch nachgewiesen worden.

Die für die Gesteine wichtigste Varietät des Augites ist der gemeine, meist schwarze, dunkelgrüne oder braune Augit, der als Gemengtheil der ganzen Reihe der basaltischen und der diabasischen und melaphyrischen Gesteine, sowie der jüngeren basaltischen und augitandesitischen Laven auftritt. Der rundlich-körnige Kokkolith, der meist schön krystallisirte, heller grün gefärbte und durchsichtige Diopsid, der stenglig-strahlige Salit, der lauchgrüne Fassait sind petrographisch ohne Bedeutung.

Der grasgrüne O m p h a c i t, der mit dem Granat das schöne Eklogitgestein bildet, dürfte hier als zum Augit gehörig Erwähnung finden, wenngleich die Untersuchung desselben durch Fickenscher und von Gerichten nicht mit Bestimmtheit die Zusammensetzung und Formel des Augit ergaben. Jedoch sind die Spaltungsrichtungen die des Augites. Der Omphacit zeigt gleichfalls einen sehr schwachen Pleochroismus und ganz geringe Lichtabsorption, seine Farbe im durchfallenden Lichte ist meist hellgrün oder fast farblos bei sehr dünnem Präparate.

D i a l l a g. Phys. Eigensch.: Krystallform.: Isomorph

mit Augit jedoch sind nur undeutliche tafelförmige Krystalle bekannt, im Querschnitte nach dem Orthopinakoide längliche Sechsecke bildend. Meist in Körnern und körnigen Aggregaten. Zwillinge nach der schiefen Basis. Charakteristisch für ihn die sehr vollkommene, oft glimmerähnliche Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid und entsprechend einer dieser Fläche parallel gehenden lamellaren Struktur; nach dem Klinopinakoid und der Basis ist die Spaltbarkeit nur sehr unvollkommen. H = 4. G = 3.23 —3.34, grau, graugrün und braun, metallartiger, schillernder Perlmutterglanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche.

Chem. Zus.: (Ca Mg Fe Mn) Si O^3 stets Kalkerde, meist auch 1—2 % Thonerde vorhanden; vor dem Löthrohr mehr oder weniger leicht zu graugrünem Glase schmelzbar, von Säure sehr wenig angegriffen.

Mikrosk. Eigensch.: Durch seinen kaum merklichen Pleochroismus und seine geringe Absorptionsfähigkeit, die ihn von der Hornblende scheidet, reiht er sich dem Augite an, von dem ihn wieder seine Spaltbarkeit trennt. Er ist mit grüner Farbe im durchfallenden gewöhnlichen Lichte durchsichtig, diese pflegt jedoch durch gefärbte Einlagerungen oft in's graue und braune hinüberzuspielen. Dass die deutliche Spaltbarkeit durch eine lamellare Zwillingsstruktur bedingt wird, ist oft gut im Mikroskope wahrzunehmen. Charakteristisch für ihn und zur Trennung von den meisten andern Mineralien gut zu verwerthen sind die Einlagerungen einer grossen Zahl meist tafelförmig langgezogener oder auch nadelförmiger Mikrolithen. Solche dunkelbraune Lamellen liegen zum Theil parallel dem Orthopinakoid, zum Theil nach dem Klinopinakoid und endlich auch wohl nach der Basis, so dass dieselben sich in drei Richtungen durchkreuzen und ein gitterförmiges Lamellensystem bilden. Dieselben dürften am wahrscheinlichsten Göthit oder Magnetit sein, wenn nicht, wie es in einigen Fällen wohl den Anschein hat, dieselben negative Krystallformen von Augit mit Göthit erfüllt sind. Im Diallag aus dem Vicentinischen finden sich eigenthümliche grün durchscheinende Körner eingeschaltet, die mit einem fast opaken Rande umsäumt

sind und eine serpentinartige Bildung sein dürften. Die häufige Umsäumung von Diallag durch Hornblende und mannichfache Uebergänge dieser in jenen, erweist die Möglichkeit einer Umwandlung des Diallages in Hornblende.

Der Diallag bildet den wesentlichen Gemengtheil der sogenannten Gabbrogesteine, findet sich auch untergeordnet im Serpentin, Melaphyr, Pikrit und den sogenannten Ophiten.

Enstatit. Phys. Eigensch.: Krystallform: nach Descloizeaux rhombisch, kommt fast nur in unregelmässig begrenzten Krystallkörnern vor. Er zeigt eine deutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma von 87°, jedoch auch mehr oder weniger vollkommene Spaltbarkeit nach den Pinakoiden. Die Spaltungsflächen sind oft in eigenthümlicher Weise faserig. H = 5.5. G = 3.10 — 3.29. Farbe lichtgrau, gelb und grünlich, Perlmutterglanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche; halbdurchsichtig, durchscheinend.

Chem. Zus.: $MgSiO^3$: meist mit etwas Eisenoxydul, Thonerde und Wasser. Kaum schmelzbar vor dem Löthrohr, in Säuren unlöslich.

Mikrosk. Eigensch.: Er zeigt im Dünnschliffe einen unbedeutenden Pleochroismus und ebenso geringe Absorption, an mikroskopischen fremden Einlagerungen ist er arm, zeigt auch keine lamellare Zusammenfügung, wenngleich braune, nach der vollkommenen Spaltbarkeit eingelagerte Blättchen, den Einlagerungen im Diallag vergleichbar, auch in einigen Enstatiten vorkommen.

Er ist ein Gemengtheil der Serpentine und der verwandten Olivingesteine, Lherzolithe und einiger Gabbro's.

Bastit. Phys. Eigensch.: Dieses Mineral, welches ohne Zweifel durch Wasseraufnahme aus dem Enstatit entstanden ist, mag deshalb hier angereiht werden, wenngleich es seiner chemischen Zusammensetzung nach zu der Gruppe der serpentinartigen Mineralien gehört, mit denen es auch in den Gesteinen associirt erscheint. Seine Krystallform und seine Spaltungsverhältnisse nähern sich durchaus denen des Enstatites oder auch Hypersthens. H = 3.5—4. G = 2.6—2.8, grün in's

Braune spielend, metallartiger Perlmutterglanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche.

Chem. Zus.: $H^2(MgFe)SiO^4$, wobei man annimmt, dass ein Theil der Kieselsäure durch Eisenoxyd oder Chromoxyd vertreten wird, die aber wahrscheinlich auf blosse Beimengungen zurückzuführen sind. Giebt im Kolben Wasser ab, vor dem Löthrohr in dünnen Splittern schmelzbar, mit Borax und Phosphorsalz giebt er Eisen- und Chromfärbung. Von Schwefelsäure vollkommen zersetzt, von Salzsäure unvollkommen.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen ist Pleochroismus meist gar nicht, Absorption nur schwach wahrzunehmen. Die Erscheinung des metallischen Schillers steht mit der fein faserigen Struktur im Zusammenhang, die in Dünnschliffen parallel der vollkommenen Spaltungsrichtung deutlich hervortritt. Von Einschlüssen sind besonders charakteristisch die oft zahlreich vorhandenen Serpentin-Körner, sowie auch Serpentinmasse, die von aussen in die Bastitkörner eindringt. In der Nähe der Serpentinmassen ist die Bastitsubstanz trübe, braune Körner von Picotit und farblose Nädelchen liegen hier dicht beisammen. Auch die für Enstatit charakteristischen braunen Lamellen fehlen nicht.

Er ist Gemengtheil der Serpentine und einiger Bronzit-Bastitgesteine.

Bronzit. Phys. Eigensch.: Krystallform rhombisch, nur in körnigen Aggregaten vorkommend, spaltbar brachydiagonal sehr vollkommen, oft wellig-blättrig, prismatisch unvollkommen, makrodiagonal in Spuren. H = 4—5. G = 3—3.5, braun, zuweilen gelb. Metallartiger Perlmutterglanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche, sonst fettiger Glasglanz, schwach durchscheinend.

Chem. Zus.: $(MgFe)SiO^3$: zuweilen etwas Thonerde und Kalkerde. Vor dem Löthrohr schwer schmelzbar, in Säuren unlöslich.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen schwächer dichroitisch, wie der Enstatit und mit kaum wahrnehmbarer Absorption. Der metallische Schimmer auf der vollkommenen Spaltungsfläche bewirkt durch einen reichen Gehalt an mikroskopischen Einschlüssen von lamellarer, nadelförmiger Gestalt und braungelber Farbe,

wie beim Hypersthen, alle parallel der vollkommenen Spaltbarkeit eingeschaltet.

Vorkommen in Serpentinen und Olivingesteinen.

Hypersthen. Phys. Eigensch.: Krystallform: rhombisch mit dem Prisma von 86°30′ in Krystallen von grosser Schönheit und flächenreich vorkommend, aber in Gesteinen nur in körnigen, krystallinischen Individuen. Spaltbar sehr vollkommen brachydiagonal, prismatisch gleichfalls deutlich, sehr unvollkommen nach dem Makropinakoid. H = 6. G = 3.3—3.4. Farbe schwarz oder dunkelbraun, auf der vollkommenen Spaltungsfläche starker metallischer, kupferroth schillernder Glanz; undurchsichtig.

Chem. Zus.: $(Mg\,Fe)\,Si\,O^3$: Magnesia meist vorwaltend, oft Thonerde- und geringer Kalkgehalt. Vor dem Löthrohr schmilzt er zu schwarzem, magnetischem Glase; von Säuren nicht angreifbar, meist im Kolben etwas Wasser gebend.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen zeigt er einen sehr starken Pleochroismus: hyacinthroth in brachydiagonaler — rothgelb in makrodiagonaler und graugrün in der Richtung der Hauptaxe. Hierdurch unterscheidet er sich vom Diallag, Enstatit und Bronzit, jedoch ist derselbe immer noch nicht so stark, wie bei der Hornblende, wenn auch in dünnen Schliffen gut bemerkbar: so auch die Absorption. In ihm tritt die Mikrostruktur, wie sie schon bei den vorhergehenden Mineralien zum Theil erwähnt wurde, am charakteristischsten auf und bedingt den für ihn ganz individuellen Schiller auf der vollkommenen Spaltungsfläche. Zahlreiche Einschlüsse finden sich in ihm in vollkommen gesetzmässiger Anordnung. Ausser in Streifen parallel der Hauptaxe an einander gereihten Magnetitkörnern sind es braune, oft sehr blass gefärbte, langgezogene oder breitere Lamellen, die kleineren geradlinig umgrenzt, die grösseren ausgefranst und unregelmässig, im Querschnitte nur wie nadelförmige Leistchen erscheinend. Die Ebene, in der diese Lamellen liegen, ist nicht genau parallel der Hauptspaltungsrichtung, sondern bildet mit ihr einen Winkel von

7°45', Besonders ausgezeichnet zeigt diese Interpositionen der Hypersthen von der Paulsinsel, an dem auch über die Natur der eingelagerten Lamellen verschiedene Untersuchungen angestellt wurden, ohne dass diese zu einem entscheidenden Resultate geführt haben. Da sie in einigen Diallagen in ganz ähnlicher Weise vorhanden sind, so ist es kaum wahrscheinlich, dass es Diallag sei. Brookit liesse in allen Fällen einen Gehalt an Titansäure erwarten, der nicht immer vorhanden scheint, von Glimmer sind sie durch den Grad der Lichtabsorption verschieden. Man könnte auch hier an negative Krystalle denken, die mit Hämatit oder Brauneisen lediglich erfüllt wären und die Gestalt des Hypersthen's selbst besässen. Ihre Natur bleibt also noch festzustellen.

Der Hypersthen bildet mit Labrador den Hypersthenfels und erscheint ausserdem in einigen Gabbrogesteinen.

Hornblende. Amphibol. Phys. Eigensch.: Krystallform: monoklin mit vorherrschend prismatischer Ausbildung. Das Prisma ∞P(M) von 120°30' erscheint gewöhnlich in der Combination mit dem Klinopinakoide ∞P∞ (x), seltener auch das Orthopinakoid ∞P∞ (s), als Endigung meist die Flächen einer Hemipyramide P(r), mit dem Winkel 148°30' und die Klinobasis oP(p), hierdurch wird eine manchmal dem Turmalin ähnliche Zuspitzung durch drei Rhombenflächen bewirkt. Hierzu tritt häufig noch das Klinodoma 2P∞ (z), sowie auch die negative Hemipyramide —P(q). Flächenreiche Krystalle sind nicht selten, jedoch sind die beschriebenen Combinationen an eingewachsenen die häufigsten. Querschnitte ähneln denen des Augites, jedoch unterscheidet solche, die mehr oder weniger senkrecht zur Hauptaxe stehen, ihre meist sechsseitige Form und der stumpfe Prismenwinkel. Zwillinge nach dem Gesetze: Zwillingsaxe die Hauptaxe, Zusammensetzungsfläche das Orthopinakoid, sind nicht selten, an dem einen Ende derselben erscheinen dann die 4 Hemipyramidenflächen zu scheinbar rhombischer Endigung vereinigt, am anderen Ende bilden die beiden Basen eine Zuschärfung von 150°4'. Ausser

in deutlichen Krystallen, in nadelförmiger und fasriger Ausbildung und in krystallinisch körnigen, meist stengligen Aggregaten. Spaltbarkeit parallel dem Prisma höchst vollkommen und glattflächig; das ist ein augenfälliges Unterscheidungsmerkmal von Augit. Parallel den Pinakoiden ist die Spaltbarkeit nur sehr unvollkommen. H = 5—6. G = 2.9—3.3. Sehr verschiedene Farben, die gewöhnlichen Varietäten schwarz mit Uebergängen in's Braune und Grüne, hellere graue und weisse Farben beim Tremolith, Grammatit und Asbest (siehe unten); glasglänzend, auf den Spaltungsflächen oft perlmutterartig, durchscheinend bis undurchsichtig.

Chem. Zus.: Diese ist sehr schwankend, lässt sich jedoch im Allgemeinen entsprechend der Formel des Augites ausdrücken: $(MgFe)CaSi^2O^6$. Jedoch enthalten sehr viele Amphibole bis zu 18 % Thonerde und mehr oder weniger Eisenoxyd, so dass man auch hier vorzüglich thonerdehaltige und thonerdefreie Hornblende zu unterscheiden hat. Dieser chemischen Zusammensetzung entspricht auch eine in den morphologischen Eigenschaften begründete Theilung in 2 Gruppen von Hornblendevarietäten:

1. Die gemeine oder basaltische Hornblende: eine Thonerde-Magnesia-Kalk-Eisen-Hornblende von vorherrschend dunklen Farben, mit dem höchsten specifischen Gewicht: 3.1—3.3. Ihre sonstigen physikalischen Eigenschaften entsprechen dem im Vorhergehenden Gegebenen.

Als meist eisenfreie Thonerde-Magnesia-Kalk-Hornblende ist hier nur der dünnblättrige, lichtgrüne Omphacit einzuschalten, der allerdings wohl in den meisten Fällen nur als ein Gemenge von Augit und Hornblende mit lamellarer Struktur nach der Fläche des Orthopinakoides anzusehen sein dürfte.

2. Die thonerdefreien Faser-Hornblenden. Der meist hellfarbige, oft weisse Grammatit oder Tremolith, vorherrschend in stengligen Aggregaten vorkommend, ist eine Magnesiakalk-Hornblende. Zu ihm gehört auch ein Theil des sog. Saussurites und des Nephrites. Der Aktinolith oder Strahlstein, meist grün oder schwarzgrün, radialstenglig, ist eine Magnesia-Kalk-Eisen-Hornblende.

Die Asbest- und Amianthvarietäten sind die feinfasrigsten haarförmigen, oft seidengleichen thonerdefreien Hornblenden. Vor dem Löthrohr schmelzen alle Varietäten zu einem graugrünen oder schwarzen Glase und zwar um so leichter, je reicher sie an Eisen sind. Salzsäure greift nur die eisenreichen Varietäten etwas an.

Mikrosk. Eigensch.: Die gemeine Hornblende unterscheidet sich in Dünnschliffen zunächst durch die scharfen Spalten, welche ihre vollkommene prismatische Spaltbarkeit markiren und die in Querschnitten nach der Basis rhombische Figuren von 124°30′, nach der Hauptaxe eine oft feine, fast fasrige Parallelstreifung bewirken. Besonders aber unterscheidet sich die Hornblende vom Augit durch ihr ganz abweichendes optisches Verhalten. Sehr deutlich und stark sind der Pleochroismus sowie die Absorptionsunterschiede, so dass Durchschnitte der Hornblende oft in einem und demselben Schliffe deutlich verschieden gefärbt erscheinen, wenn sie in verschiedenen krystallographischen Richtungen gehen. Die Farbentöne sind für Hornblende vom Vesuv beispielsweise: graubraun — gelbbraun — schmutziggrün, für Hornblende aus Trachyten des Mont Dore: schwarzbraun — dunkelgrün — gelbgrün. Die in Querschnitten meist scharfrandig erscheinenden Hornblendekrystalle zeigen oft im Mikroskope einen ähnlichen zonenweisen Aufbau wie der Augit; häufig sind sie von einer Rinde von Magnetit umsäumt, deren Begrenzung nach aussen gleichfalls den Contouren der Hornblende parallel geht. Die Krystalle bestehen oft aus lauter Mikrolithen als Subindividuen oder sind ein Haufwerk krystallinischer Körnchen von Hornblende. Zu sternförmigen, radialstengligen Aggregaten vereinigte Hornblendemikrolithen sind nicht selten in Gesteinen. Auch ist die Hornblende zum Theil reich an mikroskopischen Einschlüssen verschiedener Art, besonders Magnetit, Quarz, Biotit, Apatit, Nephelin, Leucit, Nosean u. a., schwärzliche Nädelchen in einer dem Hypersthen ähnlichen Weise parallel den Flächen des Prisma's eingelagert, kommen in der Hornblende der Diorite vom Lac d'Aydat, Auvergne, vor.

Für die mikroskopische Beschaffenheit der Faserhornblenden, die nicht durch charakteristische Einlagerungen ausgezeichnet sind, kann es hervorgehoben werden, dass die einzelnen Nadeln durch schief gegen das Prisma geneigte Absonderungsflächen in einzelne Stücke zu zerfallen pflegen.

Die gemeine Hornblende ist ein sehr verbreiteter Gemengtheil der Syenite, Diorite, Andesite, Trachyte, Basalte, Teschenite u. A.; die Faserhornblenden sind Gemengtheile vieler krystallinischer Schiefer: Aktinolith-Strahlsteinschiefer, und kommen auch in Kalken und Dolomiten vor.

Anthophyllit ist die rhombische Species der Amphibolgruppe, entsprechend dem Hypersthen und Enstatit der Augitgruppe. Für die Petrographie hat er nur sehr geringe Bedeutung, er enthält kleine grüne Lamellen eines glimmerähnlichen Minerales und Körnchen von Magnetit. Seine Zusammensetzung entspricht der Formel: $(MgFe)SiO^3$.

4. Glimmergruppe.

Auch in dieser für die Gesteinsbildung sehr wichtigen Gruppe stehen die einzelnen Glieder in enger Wechselbeziehung zu einander und dürfen vielleicht in gleicher Weise durch isomorphe Mischungen einzelner Grundspecies angesehen werden, wie es für den Feldspath erwiesen ist. Bei dem Glimmer ist jedoch das chemisch-analytische Material noch nicht derartig, dass sich schon jetzt daraus eine vollständige Theorie entwickeln liesse. Es sollen hier daher die einzelnen für die Gesteinsbildungen wichtigen Glimmerarten nach bisheriger Annahme nach ihren Krystallsystemen folgen, die, soweit sie für die Petrographie Bedeutung haben, entweder hexagonal oder rhombisch sind.

Rhombische Glimmer. Kaliglimmer (Muscovit). Phys. Eigensch.: Krystallform rhombisch, die Krystalle als rhombische oder hexagonale Tafeln ausgebildet mit Randflächen von Pyramiden und Prismen, denen ein Prisma von nahezu 120° zu Grunde liegt, dessen spitze Winkel meist durch das Brachypinakoid ab-

gestumpft sind. Oft kommen Zwillingsverwachsungen vor, worin die Individuen mit dem Prisma verwachsen scheinen, auf der Basis deutet sich die Verwachsung durch eine federartige Streifung an. Meist bloss tafelartige, blättrige oder schuppige Aggregate von unregelmässiger Begrenzung, in den Gesteinen eingewachsen. Mineraleinschlüsse in den Glimmerblättern erscheinen fast immer in der Richtung der Tafeln plattgedrückt und verquetscht: so Quarz, Turmalin, Feldspath, Beryll, Granat u. a. Spaltbarkeit basisch höchst vollkommen, äusserst dünne, durchsichtige und biegsame Blättchen zeigen immer noch zahlreiche übereinanderliegende Spaltungsfugen. H = 2—3, mild. G = 2.76—3.1. Verschiedene, aber meist helle Farben: silberweiss, gelblich, grünlich, röthlichweiss, seltener dunklere Farbennüancen. Metallischer Perlmutterglanz, häufig irisirende Ringe (Newton'sche Farbenringe), durchsichtig, selbst in dicken Tafeln noch durchscheinend. Optisch zweiaxig mit verschiedenen Neigungswinkeln der optischen Axen.

Chem. Zus.: schwankend, zum Theil der von Rammelsberg gegebenen Formel entsprechend, $KH^4 Al^4 Si^4 O^{16}$ und wenn die Mengen von Magnesia und Eisen beträchtlich werden, auch $K^2 H^2 (Mg Fe) Al^2 Si^3 O^{10}$, was sich wohl erklären lässt, wenn man die Kaliglimmer als isomorphe Mischungen eines Silikates von der ersteren Formel mit einer isomorphen Verbindung: $(MgFe)Al^2Si^6O^{16}$ ansieht. Ein Theil des Kali's wird in vielen Fällen durch Natron und ein Theil des Sauerstoffes durch Fluor vertreten. Nach Procenten schwanken die Analysen zwischen folgenden Grenzwerthen: SiO_2:43.47—51.73, Al_2O_3: 28.05—38.41, Fe_2O_3:0.46—8.80, MgO:0.37—3.08, CaO:0—2.63, Na_2O:0—4.10, K_2O:3.07—12.44, H_2O:0.98—6.22, F: 0—1.16. Vor dem Löthrohr werden die fluorhaltigen Varietäten matt, geben etwas Wasser und Fluorreaktion, schmelzen mehr oder weniger leicht zu trübem Glase oder weissem Email. Von Salzsäure und Schwefelsäure nicht angreifbar. Das Pulver zeigt schwache alkalische Reaktion.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen erscheint der Kaliglimmer stets mit helleren Farben und gut durch-

sichtig. Bei horizontaler Lage polarisiren Blättchen, wegen ihrer optischen Zweiaxigkeit lebhaft chromatisch. Der Dichroismus ist nach der Farbe der Glimmer etwas verschieden und ist nicht so stark, wie die Absorption des durchgehenden Lichtes, daher bei Drehung des Polarisators nicht so sehr verschieden gefärbte, als vielmehr hellere und dunklere Töne derselben Farben sich zeigen. In Querschnitten senkrecht zur Hauptaxe ist die Absorption und der Dichroismus weniger scharf. Zwillinge sind im polarisirten Lichte gut zu erkennen, die beiden Individuen zeigen auch bei gleicher Dicke des Blättchens verschiedene Intensität der Polarisationsfarben. Auf der Oberfläche dünner Blättchen sind oft im Mikroskope zwei hexagonale Streifensysteme wahrzunehmen, von denen das eine einer faserigen Spaltung parallel ∞P und $\infty \breve{P} \infty$, das andere weniger vollkommene parallel $\infty \breve{P} 3$ und $\infty P \infty$ geht. Diese Streifensysteme entsprechen also den Schlag- und Drucklinien, die für die optische Orientirung der Glimmer so wichtig und von Reusch und Bauer beschrieben worden sind. An mikroskopischen Einschlüssen ist der Kaliglimmer nicht gerade reich. In einigen Glimmern sind Flüssigkeitseinschlüsse gefunden worden, jedoch ohne Libelle und ohne Zweifel nur Infiltrationsprodukte auf den Spaltungsdurchgängen. Nadelförmige Mikrolithen, kleine Apatitnadeln, zierliche sternförmige Gruppen von Turmalin, kleine Quarz-, Granat- u. a. Mineralkörner derselben Species, die auch makroskopisch in den Glimmern, z. B. von Nord-Amerika vorkommen; seltener dagegen ist Magnetit. Der sog. Asterismus, ein sechs- oder zwölfstrahliger Lichtschein, wenn man eine Flamme durch solches Glimmerblatt betrachtet, wird nach G. Rose durch eine mikroskopische Einlagerung vieler parallel, reihenförmig gelagerter Lamellen von Hämatit und von optisch einaxigem Glimmer (Biotit) hervorgerufen, deren Reihen sich unter Winkeln von 60° durchschneiden. Einlagerungen von Biotit im Kaliglimmer sind durchaus keine seltene Erscheinung und wiederholen sich in umgekehrter Weise auch beim Biotit.

Sein Vorkommen ist ein weit verbreitetes im Granit,

Gneiss, Porphyr, den krystallinischen Schiefern u. A., Basalten, Trachyten und Dioriten u. A. und auch in neueren Laven.

Lithionglimmer. Lepidolith. Phys. Eigensch.: Seine Krystallform und physikalischen Verhältnisse sind dieselben, wie die des Kaliglimmers, seine Farbe meist pfirsichblüth-rosenroth, oder doch mit einem Stich darin.

Chem. Zus.: Er kann als eine Varietät des Kaliglimmers gelten, in welcher ein Theil des K durch Li ersetzt wird. Der Gehalt an Li beträgt 2—5%, der an F 4—8%, auch ist ein Gehalt an Rubidium und Caesium erwiesen, dagegen fast keine Spur von MgO. Alle Lithionglimmer sind dazu kieselsäurereicher und unterscheiden sich auch durch den stets beträchtlicheren Gehalt an Fluor von den Kaliglimmern. Auch ihre Zusammensetzung erklärt sich, wenn man sie als isomorphe Mischungen der oben unter Kaliglimmer aufgeführten isomorphen Grundsubstanzen ansieht. Im Kolben geben dieselben die Reaktion auf Fluor und Wasser. Vor dem Löthrohr schmelzen sie sehr leicht unter Aufwallen zu einem farblosen, braunen oder schwarzen Glase, die Flamme wird durch den Lithiongehalt schön purpurroth gefärbt. Von Säuren nach vorhergehender Schmelzung vollständig, vorher nur unvollständig zersetzt. Das Pulver reagirt schwach alkalisch.

Kommt in Graniten an Stelle des Kaliglimmers vor.

Der Fuchsit ist ein durch 4% Chromoxyd schön smaragdgrün gefärbter Glimmer. Der Sericit in lamellaren Aggregaten mit ausgezeichnetem Seidenglanz, als Gemengtheil in den Taunusschiefern, am Harze u. a. O. erscheinend, ist seiner chemischen Zusammensetzung nach jedenfalls nahe mit den Kali- und Lithionglimmern verwandt und unterscheidet sich von dem ihm sonst ähnlichen Talk und Pyrophyllit durch sein Verhalten vor dem Löthrohr, wo er zu weissem oder grünlichgrauem trübem Email schmilzt und mit Kobaltsolution sich schön blau färbt. Nach Lossen hat er die allgemeine Formel $(K\,Na\,H)^2\,Fe\,(Mg\,Ca)\,Al^2\,Si(Ti)^4\,O^{16}$. Eine erneuerte Untersuchung desselben ist sehr erwünscht, da ohne Zweifel unter der Bezeichnung Sericit ganz verschiedenartige, glimmerähnliche Mineralien in den Gesteinen

begriffen werden. Damourit wurde von Delesse ein strahlig-schuppiger wasserreicher Kaliglimmer genannt. Paragonit, der Gemengtheil mancher feinschuppiger Glimmerschiefer, kann als der dem Kaliglimmer analoge Natronglimmer gelten, so wie es auch einen entsprechenden Barytglimmer giebt.

Magnesiaglimmer (Biotit). Phys. Eigensch.: Krystallform hexagonal-rhomboëdrisch, meist als hexagonale Tafel durch Vorherrschen der Basis oR(P) ausgebildet. Die seltenen, mit Querflächen versehenen Krystalle zeigen wohl ein R mit 65°55′ und verschiedene Deuteropyramiden, deren häufigste $^4/_3$P2(M) meist nur mit zwei Paaren von Gegenflächen und das Prisma ∞P2(h) ebenfalls nur mit zwei Gegenflächen erscheint, wodurch die Krystalle einen monoklinen Habitus erhalten. In den Gesteinen meist in unregelmässig begrenzten blättrigen, schaaligen und schuppigen Aggregaten. Spaltbar basisch höchst vollkommen wie der Kaliglimmer, in dünnen Lamellen elastisch-biegsam, mild, zuweilen spröde. H = 2.5—3. G = 2.74—3.13. Vorherrschend dunkle Farben: schwarz, braun, grün; starker metallartiger Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen. Durchsichtig, jedoch meist erst in dünnen Lamellen. Die Mehrzahl der Magnesiaglimmer ist, wie die Kaliglimmer, optisch zweiaxig, mit sehr kleinem Winkel der Axen und diese dürfen dann zu den rhombischen Glimmern gerechnet und mit dem Namen Phlogopit bezeichnet werden; nur die optisch einaxigen sind sicher hexagonal.

Chem. Zus.: Die äusserst schwankende chemische Zusammensetzung der Magnesiaglimmer dürfte sich im Allgemeinen dadurch erklären, dass dieselben als Mischungen zweier isomorpher Silicate $(\acute{R}^2\acute{\acute{R}})^6 Si^3 O^{12}$ und $Al^4 Si^3 O^{12}$, mit wechselnden Mengen dieses letzteren Silikates angesehen werden. Charakteristisch ist der oft bis zu 30% steigende Gehalt an Magnesia und der ebenfalls oft bedeutende Eisengehalt, nebenbei ist Kali (5—11%) und auch etwas Natron und Wasser stets vorhanden. Der Kieselsäuregehalt, 39—44%, stets geringer, wie in den Kaliglimmern, etwas Fluor auch hier nachgewiesen. Vor dem Löthrohr meist schwer zu grauem oder schwarzem

Glase schmelzbar, mit Borax oder Phosphorsalz geschmolzen starke Eisenreaktion, im Kolben Wasser gebend und auf Fluor reagirend. Durch Salzsäure nur wenig, aber vollständig durch Schwefelsäure unter Abscheidung weisser, perlmutterartig glänzender Kieselsäureschuppen zersetzbar.

Mikrosk. Eigensch.: Die optischen Eigenschaften sind zur Erkennung des Biotites am werthvollsten: Lamellen wirklich hexagonalen und optisch einaxigen Biotites bleiben bei gekreuzten Nicols vollständig dunkel, wenn sie genau parallel der Basis liegen. Auch der sehr starke Dichroismus ist charakteristisch, der aber gleichfalls in Blättchen parallel der Basis nicht hervortritt, da in der Richtung der Hauptaxe keine Doppelbrechung erfolgt. In schiefen Schnitten oder rechtwinklig zur Hauptaxe sind die Farbentöne: grün — gelbbraun — dunkelbraun. Zugleich erscheinen solche Leistchen sehr dunkel in den Dünnschliffen wegen der kräftigen Absorption. Nur Hornblende, Turmalin und Epidot haben einen ähnlichen starken Dichroismus. In Dünnschliffen erscheint er parallel der Basis als verzogen sechsseitige oder rundliche Blättchen, senkrecht zur Spaltbarkeit als schmale Leisten aus lauter feinen Lamellen, oft wellig gewunden, ausgefranst und an den Enden aufgeblättert. An Einlagerungen ist er durchaus arm, Magnetit, Apatit, Quarz ist vorgekommen; auch erscheinen ihm eingelagert oft zahlreiche Blättchen von Kaliglimmer, mit dem er, wie schon bei diesem erwähnt, interessante Verwachsungen zeigt.

Sein Vorkommen ist eines der verbreitetesten in fast allen Gesteinen; die rostbraune, wohl nur veränderte Varietät, die den Namen Rubellan führt, ist für basaltische Gesteine und Laven charakteristisch, eine ähnliche Varietät, der Helvetan, bildet schiefrige Gesteine, die zonenweise in den Alpen vorkommen. Für alle krystallinischen Schiefergesteine ist der Magnesiaglimmer in gleicher Weise bedeutend wie der Kaliglimmer. Eine frühere Annahme, wonach er vorzüglich nur in jüngeren Gesteinen, dagegen der Kaliglimmer in älteren vorkommen sollte, ist durch die neuesten Beobachtungen vollkommen widerlegt worden.

5. Chlorit.

Phys. Eigensch.: Krystallform: hexagonal, meist tafelförmig nach der Basis oP, selten auch die Combination von P von 106°50′ mit Basis. Derbe, schuppige und feinerdige Aggregate bildend. Spaltbar basisch sehr vollkommen, mild, in dünnen Blättchen biegsam. H = 1—1.5. G = 2.78—2.95, meist grüne Farben, manchmal quer zur Hauptaxe roth durchscheinend. Optisch ein- und zweiaxig.

Chem. Zus.: $H^8(MgFe)^5(AlFeCr)^2Si^3O^{18}$; kann als eine isomorphe Mischung zweier ähnlich zusammengesetzter Substanzen betrachtet werden, z. B. von $H^2H^2Mg^2Si^2O^8$ und $H^2Mg^2Mg^2Al^2O^8$, man erhält sehr nahe die durch die Analysen gefundenen Werthe, wenn man diese beiden Verbindungen im Verhältniss 7:4 bis 6:4 gemischt denkt, nach Procenten: 24.6—26.3 SiO_2, 20.1—21.8 Al^2O^3, 15.9—25.5 MgO, 15.0—28.5 Fe_2O_3 und 10.9—11.5 H_2O. Vor dem Löthrohr blättert er sich auf, wird weiss oder schwärzlich, bei geringem Eisengehalte schwer, bei grösserem leicht zu einer matten schwarzen Kugel schmelzend. Salzsäure zersetzt ihn unschwer, leichter nach vorhergehendem Glühen, heisse Schwefelsäure löst ihn vollständig auf.

Mikrosk. Eigensch.: Die Polarisationsfarben der Chloritblättchen sind verschieden, meist nicht sehr intensiv; wenngleich auch lebhafte Farben erscheinen. Parallel der Hauptaxe durchschnittene Lamellen lassen den Dichroismus deutlich erkennen, in anderen Schnitten ist er nur sehr schwach. Die Form der Blättchen ist meist gekrümmt, sie bilden faserige, radialstrahlige und verworren durcheinander gehende Aggregate. Magnetit erscheint fast immer mikroskopisch eingelagert, ebenso häufig fein nadelförmige, oft zu radialen, zierlichen Gruppen vereinigte Aggregate von Aktinolith.

Das Vorkommen des Chlorites, des wesentlichen Gemengtheiles der Chloritschiefer, ist sehr verbreitet auch in allen andern krystallinischen Schiefergesteinen, jedoch fehlt er auch in fast keinem Gesteine der Gruppen der Granite, Porphyre, Melaphyre, Diabase.

Vielfach mit dem eigentlichen Chlorit zusammen vorkom-

mend und nicht leicht in Gesteinen von demselben zu unterscheiden sind: Der monoklin-krystallisirende Klinochlor, der sich seiner chemischen Zusammensetzung nach durchaus der Chloritformel fügt und auch der rhomboëdrische Pennin, der nach Kenngott mit dem Chlorit identisch sein dürfte. Die optisch zweiaxigen Chlorite werden auch hier zweckmässig zum Klinochlor gerechnet und unter Chlorit nur die einaxigen, hexagonalen vereinigt. Der in Melaphyren als Erfüllung der Blasenräume vorkommende Delessit, der auch am Puy de Montaudoux bei Clermont in der Auvergne das Bindemittel einer basaltischen Wacke bildet, ist ein eisenreicher Chlorit, ebenfalls schuppige, erdige, grüne Aggregate bildend. Auch der Ottrelit, dessen wirkliche Zusammensetzung wegen zahlreicher mikroskopischer Einschlüsse jedenfalls durch die Analysen nur sehr ungenau wiedergegeben wird, scheint am besten sich der Chloritgruppe anzureihen.

6. Talk (Steatit).

Phys. Eigensch.: Krystallform nur ungenau bestimmt, meist derb in schuppigen, körnig-blättrigen oder auch keilförmig-stengligen Aggregaten. Spaltbar höchst vollkommen basisch, mild, fast geschmeidig, in dünnen Blättchen biegsam, sehr fettig anzufühlen. H = 1. G = 2.69 —2.80. Sehr verschiedene, meist lichte, ins grünliche spielende Farben, fettglänzend, oft ein silberähnlicher Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen; dünne Lamellen sind durchsichtig und erweisen sich als optisch zweiaxig.

Chem. Zus.: $Hg^2Mg^3Si^4O^{12}$, ein Theil der Magnesia durch 1—5 % Eisenoxydul vertreten. Vor dem Löthrohr leuchtet er stark, blättert sich auf ohne zu schmelzen, wird nachher so hart, dass er am Stahle Funken giebt. Mit Kobaltsolution geglüht blutroth werdend, wird von Salzsäure oder Schwefelsäure weder vor noch nach dem Glühen angegriffen und unterscheidet sich hierdurch wesentlich von dem Chlorit, was auch in Dünnschliffen durch Aetzen verwerthet werden kann.

Mikrosk. Eigensch.: Weder bei weissen noch bei grünen Blättchen sind Pleochroismus oder Absorptionsunterschiede wahrzunehmen (Unterschied von Chlorit),

in Dünnschliffen erscheint er als krummflächig faserige Schüppchen, oft am Rande ausgefranst, sonst kaum vom Chlorit zu unterscheiden. Eingelagert sind ihm braune Glimmerlamellen und radialstenglige Aggregate von Tremolith. Bildet als wesentlicher Gemengtheil den Talkschiefer, ist auch in den übrigen krystallinischen Schiefergesteinen ziemlich verbreitet und kommt in Graniten (Protogin) u. a. Gesteinen vor.

Serpentin und Kaolin finden, da sie als selbstständige Gebirgsarten auftreten, ihre Besprechung unter den Gesteinen, zu denen sie, streng genommen, auch nur gehören.

7. Olivin.

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhombisch, gewöhnlich die Combination des rhombischen Prisma's ∞P (130°2′) mit den beiden Pinakoiden $\infty \bar{P} \infty$ und $\infty \breve{P} \infty$ und als Endigung die Pyramide P mit Makro- und Brachydoma $\bar{P} \infty$ und $\breve{P} \infty$ und die Basis oP. Deutliche und dann meist prismatische Krystalle selten eingewachsen, nur der unten genannte Hyalosiderit erscheint immer in scharfen Krystallen; gewöhnlich in Körnern und Fragmenten und körnigen Aggregaten. Spaltbar brachydiagonal ziemlich deutlich, makrodiagonal sehr unvollkommen, Bruch muschelig. H = 6.5—7. G = 3.2—3.5, olivengrün mit Uebergängen in's Braune und Gelbe, selten roth, Glasglanz, durchscheinend, aber auch durchsichtig.

Chem. Zus.: $(MgFe)^2SiO^4$, einige Olivine enthalten Manganoxydul, Kalk, Thonerde, Spuren von Phosphorsäure und Titansäure und etwas Wasser. Eine sehr eisenreiche Varietät wird Hyalosiderit genannt. Nach Procenten enthält der Olivin etwa 43.7 SiO_2 und 56.3 MgO entsprechend der Formel, der Hyalosiderit nur 38.0 SiO_2, 32.6 MgO und 29.4 FeO. Vor dem Löthrohr unschmelzbar, nur die eisenreichen Varietäten etwas schmelzbar, durch Schwefelsäure und heisse Salzsäure als Pulver leicht zersetzbar, unter Bildung von Kieselgallert, Borax löst ihn zu klarem, grünem Glase, sein Pulver wirkt stark alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: Im polarisirten Lichte zeigt der

Olivin lebhafte rothe und grüne Farben, wenn er noch nicht zersetzt ist. Sein Dichroismus ist sehr schwach und in Dünnschliffen kaum wahrzunehmen. Die Querschnitte eingewachsener Krystalle sind sechs- oder achtseitig oder unregelmässig rundlich und sind in der Regel von vielen regellos sich kreuzenden Sprüngen und Rissen durchzogen. Zerbrochene Olivine sind nicht selten in den Gesteinen, sowie auch ihre Umrisse oft die Spuren einer secundären Anschmelzung zeigen. Die Oberfläche der Olivinschnitte zeigt, wenn auch mit Canadabalsam bedeckt, eine gewisse Rauhigkeit, die ihn, auch wenn er vollkommen farblos ist, schon vom Quarze unterscheidet, von dem ihn vor allem optisches Verhalten scharf trennen lässt. An Einschlüssen sind die Olivine ziemlich reich, jedoch ist es für basaltischen Olivin wohl recht charakteristisch, dass er Augit, Feldspath, Apatit, Leucit u. a. mit ihm zusammen vorkommende Mineralien nicht einschliesst, so dass er wohl in der Erstarrungsfolge als das zuerst fest gewordene Mineral gelten kann. Dampfporen sind ihm massenweise eingelagert, oft reihenweise geordnet, ebenso Glaseinschlüsse mit festen Bläschen und endlich auch Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle, welche meist als flüssige Kohlensäure zu bestimmen waren.

Von Mineraleinschlüssen ist Magnetit der häufigste, dann auch quadratische oder rundliche Formen, opak oder gelbbraun gefärbt und nur wenig durchscheinend, die als Chromspinell (Picotit) gedeutet werden. Feine nadelförmige oder keulenartige, undurchsichtige Mikrolithe sind nicht selten. In den Olivinen der Gabbrogesteine sind dieselben besonders reichlich und von eigenthümlicher Gruppirung vorhanden, sie durchkreuzen sich vielfach und bilden mannichfache stern- und zickzackförmige Figuren, ihre Substanz dürfte am ehesten Magnetit sein. Der Olivin ist eines der zersetzbarsten Mineralien der Gesteine. Das Endresultat der Umwandlung ist Serpentin und die verschiedenen Uebergangsstadien, die zum Theil schon makroskopisch sichtbar sind, lassen sich besonders gut im Mikroskope verfolgen und bieten für die Genesis man-

cher Gesteine viel Interessantes. Von der äusseren Grenze eines Krystalles anfangend verwandelt sich die klare Olivinmasse in ein Aggregat der feinsten Fasern, die senkrecht auf den äusseren Contouren stehen. Auch von den Rissen, die einen Olivin durchsetzen, geht die Umänderung aus, auf beiden Seiten dieser feinen Spalten erscheint dann die faserige, dunkelgrüne Substanz, in unregelmässigen Zacken und Ausbuchtungen in das Innere des Krystalles hineingreifend. Wie ein Netz durchziehen diese schon in Serpentin umgeänderten faserigen Bänder die Olivinmasse, immer noch helle, unveränderte Substanz maschenförmig zwischen sich lassend. Endlich ist der ganze Krystall nur mehr ein Aggregat verworren sich durchkreuzender Fasern, oder auch von concentrisch stengliger oder radialfaseriger Struktur, meist von schmutzig dunkelgrüner Farbe, das auch optisch keine Eigenschaft des Olivins mehr zeigt. Die einzelnen Umwandlungsstadien bieten mancherlei Verschiedenartigkeit dar.

Der Olivin bildet mit Enstatit und Picotit die Lherzolit- und Olivingesteine, sowie auch den Pikrit, in manchen Gabbrogesteinen sowie besonders auch in den Basalten ist der Olivin recht charakteristisch, als untergeordneter Bestandtheil noch in manchen anderen Gesteinen.

8. Nephelingruppe.

Nicht nur durch eine gewisse Gemeinsamkeit in der chemischen Constitution, sondern auch durch eine ausserordentlich häufige Association in Gesteinen, vorzüglich der jüngeren Laven, erscheint es gerechtfertigt, die Mineralien: Nephelin, Nosean, Hauyn und Sodalith in eine Gruppe zusammenzufassen, wenn schon eine krystallographische Uebereinstimmung nur für die drei letzten Mineralien zutrifft.

Nephelin (Eläolith). Phys. Eigensch.: Krystallform hexagonal, meist die einfache Combination von Prisma und Basis, wohl auch die Pyramide P von 88°10′ dazu; meist kleine Krystalle, die auf der Bruchfläche des Gesteines, in dem sie eingewachsen sind, entweder als sechsseitige, rektanguläre oder quadratische Querschnitte

erscheinen, auch derb und in grosskörnigen Parthien. Spaltbarkeit unvollkommen in der Richtung des Prisma's und der Basis; Bruch muschelig bis uneben. H = 5.5—6. G = 2.58—2.64. Der eigentliche Nephelin ist farblos, er ist die krystallisirte Varietät, der derbe Eläolith ist meist grüngrau, röthlich, blaugrau, äusserlich glasglänzend, im Bruche aber entschiedener Fettglanz.

Chem. Zus.: $(NaK)^2Al^2Si^2O^8$ meist auch etwas Wasser, nach Procenten: $41.2 SiO_2, 35.3 Al_2O_3, 17.0 Na_2O, 6.5 K_2O$. Vor dem Löthrohr schmilzt der eigentliche Nephelin nur schwer, der Eläolith dagegen leicht zu blasigem Glase. Mit Kobaltsolution wird er an den geschmolzenen Kanten blau, farblose klare Splitter werden durch Salpetersäure trübe; von Salpetersäure vollständig unter Abscheidung von Kieselgallert zersetzt, das Pulver reagirt deutlich alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: Der Nephelin besitzt nur eine schwache Doppelbrechung, daher die Polarisationsfarben dünner Plättchen bloss zwischen lichtblaugrau und hellbraungelb wechseln. Seine mikroskopischen Durchschnitte in Dünnschliffen sind meistens scharfrandige Sechsecke oder Quadrate, oft auch ohne regelmässige Umgrenzung. Die Mikrostruktur ist eine verschiedene, es giebt fast von Einlagerungen freie wasserhelle Nepheline, in anderen dagegen treten viele feine Mikrolithen auf, meist grünliche Nadeln und Körnchen von Augit. Diese sind mit ihrer Längsaxe den Umrissen des Nephelins parallel gerichtet. Grössere Nepheline sind oft ganz oder doch zonenweise mit einem grauen Staube erfüllt, der sich erst bei der Anwendung sehr starker Vergrösserung als winzige Mikrolithen, Luft- und Glasporen erkennen lässt. Im Centrum des Krystalls oder auch nach dem Rande zu, aber stets parallel der hexagonalen Umgrenzung, ist dieser Staub oft dichter angehäuft. Seltener kommen im Nephelin auch Flüssigkeitseinschlüsse mit deutlich beweglicher Libelle vor, so in denen des Camillenberges bei Laach, wo die Flüssigkeit liquide Kohlensäure sein dürfte. In solchen Flüssigkeitseinschlüssen eines Nephelins vom Vesuv sah Sorby kubische Kryställchen, vielleicht Chlornatrium oder -Kalium. Da der Nephelin ziemlich leicht

verwittert, so zeigen sich die Spuren solcher Umwandlung auch im Mikroskope, in die Krystalle dringen Fasern vom Rande aus ein, die sonst hellen Nepheline werden trüb und gehen endlich vollkommen in eine zeolithische Substanz, vielleicht Natrolith über.

Der Nephelin ist viel verbreiteter, als man früher glaubte: in den eigentlichen Nepheliniten, den Noseanphonolithen, den Phonolithen und Leucitgesteinen, aber auch in Trachyten, Basalten und Laven.

Liebenerit und Giesekit sind beide mit Recht als umgeänderter Nephelin anzusehen und sind durchaus einander ähnlich. Der selten krystallisirte, derbe, ölglänzende Eläolith, der sich optisch ganz wie Nephelin verhält, scheint den eigenthümlichen Fettglanz eingewachsenen Hornblendelamellen zu verdanken, dieselben sind genau nach den Flächen $\infty P . oP$ des Nephelins eingelagert. Auch Flüssigkeitseinschlüsse mit deutlich beweglicher Libelle sind darin gesehen worden.

Nosean. Phys. Eigensch.: Krystallform regulär, meist das Rhombendodekaëder ∞O, sehr oft nach einer hexaëdrischen Axe in die Länge gezogen und von prismatischem Habitus. Zwillingskrystalle nach der Fläche des Oktaëders mit vollkommener Durchkreuzung der beiden Individuen und der genannten Verzerrung, wodurch Prismen mit je 3 ein- und ausspringenden Winkeln an der Endigung entstehen. In Körnern und körnigen Aggregaten. Spaltbar ziemlich vollkommen nach der Fläche ∞O. Bruch muschelig. $H = 5.5$. $G = 2.27—2.39$. Grau, blaugrau, grün und schwarzbraun, zuweilen ein und derselbe Krystall verschieden gefärbt, fettartiger Glasglanz, durchscheinend.

Chem. Zus.: $3Na^2Al^2Si^2(OCl)^8 + Na^2SO^4$, etwas Natron durch 1—2% Kalkerde ersetzt, und ein nur 0.6—1% betragender Gehalt an Chlor als stellvertretend für Sauerstoff angenommen. Nach Procenten: 36.13 SiO_2, 30.95 Al_2O_3, 24.89 Na_2O und 8.03 SO_3. Vor dem Löthrohr wird er farblos und schmilzt zu blasigem Glase, Salzsäure und andere Säuren zersetzen ihn unter Abscheidung von Kieselgallert, aber ohne Schwefelwasserstoffentwicklung, das Pulver reagirt alkalisch. Ueber seine Beziehungen zu Hauyn siehe diesen.

Mikrosk. Eigensch.: Isotrop. Seine Querschnitte in Dünnschliffen sind quadratisch oder sechsseitig, jedoch in Folge seiner Verzerrungen auch unsymmetrisch, vielfach die Körner unregelmässig ausgebogen und eingebuchtet. Seine Mikrostruktur ist sehr charakteristisch, eigenartig und so constant, dass er daran sofort zu erkennen ist. Ein ziemlich breiter, fast opaker Rand von blauschwarzer Farbe bildet die äussere Zone der Krystallquerschnitte, die auch nach dem Innern zu ziemlich scharf gegen einen helleren Kern abschneidet. Im Innern dieses letzteren findet sich dann nicht selten wieder ein opaker Kern. Manchmal wechseln auch mehrfache concentrische dunklere und hellere Zonen, und es liegt an der äusseren Umrandung wohl auch zunächst eine breite hellere Zone und dann erst folgt die dunklere, die gewöhnlich den Rand bildet. Die inneren hellen Zonen sind mit einem schwarzen Staube und einem mehr oder weniger dichten Gitterwerke sich unter Winkeln von 60°, 90° und 120° kreuzender Striche erfüllt, die oft so zahlreich sind, dass sie noch sehr dünne Blättchen undurchsichtig erscheinen lassen. Erst bei starker Vergrösserung lässt sich erkennen, dass Staub und Striche aus derselben Masse bestehen. Die Striche sind geradlinig hintereinander gelagerte kleine Glaseinschlüsse und opake Körnchen, ganz wie die Staubtheilchen. Auch der erwähnte dunkle Rand und die dunkleren Zonen werden durch besonders dichte Anhäufungen der gleichen winzigen Einlagerungen gebildet. In den durchsichtigen hellen Theilen finden sich auch grössere, oft deutlich gefärbte und bläschenführende Glaseinschlüsse, ja auch selten Flüssigkeitseinschlüsse (Zirkel). Besonders treten aber auch noch nadelförmige Mikrolithen hervor, die wieder eine gesetzmässige Anordnung zeigen, die mit der Richtung in den Strichsystemen übereinstimmt. Auch erscheinen diese Nadeln wohl zu Ringen gruppirt, indem sie mit ihrer Längsrichtung alle den äusseren Contouren der Krystalle parallel liegen. Ob es wirkliche Mikrolithe oder Glaseinschlüsse von der lang gezogenen rhombendodekaëdrischen Form sind, wie sie z. B. in Leuciten vorkommen,

ist nicht wohl zu entscheiden. Zersetzte Noseane zeigen eine schmutzig gelbe Farbe, werden faserig und eisblumenähnlich strahlig; die charakteristische Mikrostruktur verschwindet, die Polarisation eines Aggregates tritt in mosaikartiger Färbung hervor, der ganze Krystall verwandelt sich endlich in ein Haufwerk zeolithischer Nadeln.

Der Nosean ist ein wesentlicher Gemengtheil der Noseangesteine des Laacher See's, kommt aber auch in den Leucitgesteinen, den Auswürflingen des Vesuv's und Laacher See's, in Phonolithen, Nepheliniten und Basalten vor.

Hauyn. Phys. Eigensch.: Krystallform regulär, Dodekaëder ∞O oder Oktaëder O in Combination mit dem ersteren, aber auch allein; meist Körner. Spaltbar nach der Fläche des Dodekaëders ziemlich vollkommen. H = 5—5.5. G = 2.4—2.5, meist blau oder blaugrün, seltener weiss und roth gefärbt, glas- bis fettglänzend, halbdurchsichtig bis durchscheinend.

Chem. Zus.: $2(Na^2Ca)Al^2Si^2O^8 + (Na^2CaK^2)SO^4$, etwas Eisen, Schwefel, Chlor gleichfalls meist nachgewiesen. Nach Procenten etwa: 34.06 SiO_2, 27.64 Al_2O_3, 11.79 Na_2O, 4.96 K_2O, 10.60 CaO und 11.25 SO_3. Vor dem Löthrohr stark decrepitirend, wird farblos und schmilzt zu blaugrünem blasigem Glase. Salzsäure zersetzt ihn unter Abscheidung von Kieselgallerte, wobei Schwefelwasserstoff bemerkbar, das Pulver reagirt alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: Seine Durchschnitte in Dünnschliffen erscheinen meist sechsseitig oder quadratisch. Die Mikrostruktur ist zwar in manchen Fällen durchaus übereinstimmend mit der des Noseans, scheint aber nicht so constant zu sein, wie bei diesem. Es giebt Hauyne, die nur ganz wenig Einschlüsse zeigen. Glasporen und Glaseinschlüsse, staubartig, winzig und zu Strichen aneinandergereiht, die in der Richtung der krystallographischen Axen sich kreuzen, sind ganz wie im Nosean vorhanden, auch die abwechselnd helleren und dunkleren Zonen, sowie ein fast opaker Rand oder Kern, kommen vor, kleinere Krystalle sind oft ganz undurchsichtig. In diesen Fällen ist die Unterscheidung nicht immer leicht;

die blaue, oft sehr lichte Farbe tritt aber doch immer etwas hervor, wechselnde Zonen erscheinen oft blasser und intensiver blau gefärbt. Die seltene rothe Farbe ist nicht ursprünglich, sondern durch Einlagerung unregelmässiger Schuppen von Eisenoxyd bewirkt.

Ob Hauyn und Nosean in der That als identisch aufzufassen sind, wie es die fast vollkommene Uebereinstimmung der mikroskopischen Eigenthümlichkeiten beider und besonders der Umstand allerdings wahrscheinlich macht, dass z. B. in solchen Nosean führenden Auswürflingen des Laacher See's, welche deutliche Gluthspuren erkennen lassen, stets an Stelle des Nosean Hauyn vorhanden ist, und dass man auch künstlich durch Glühen die Noseane blau färben kann, darüber kann bei den immerhin abweichenden Verhältnissen der chemischen Constitution aus Siliciat und Sulfat, wohl noch keine sichere Entscheidung gegeben werden. Aber die ganz allmäligen Uebergänge von nur mit einem bläulichen Tone versehenen Nosean bis zu tiefblauem Hauyn, wie sie die Laacher Auswürflinge zeigen, machen einen solchen Zusammenhang beider sehr wahrscheinlich und nach dieser Richtung dürfte eine Untersuchung, ob man nicht auch hier Vertretungen isomorpher Grundstoffe annehmen könne, von hohem Interesse sein.

Der ebenfalls mit Nosean isomorphe Sodalith, der als Gemengtheil von Gesteinen nur untergeordnete Bedeutung hat, ist nach der Formel zusammengesetzt: $3\,Na^2\,Al^2\,Si^2\,O^8 + 2\,Na\,Cl$. Seine mikroskopische Beschaffenheit bietet keinerlei Analogie mit den Vorhergehenden, jedoch kommen in ihm Dampfporen, Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse und verschiedenartige Mikrolithen vor.

9. Skapolith.

Phys. Eigensch.: Krystallform quadratisch, Combination einer Pyramide P von 63°42′, einer Deuteropyramide P∞, sowie des Prismas ∞P und Deuteroprismas ∞P∞. Spaltbar nach der Fläche des letzteren ziemlich vollkommen, unvollkommen nach dem ersten Prisma. H = 5.5. G = 2.63—2.79, farblos, aber auch gefärbt, glas- oder fettglänzend, durchscheinend.

Chem. Zus.: $Ca^6Al^8Si^9O^{36}$, nach Procenten: 49.1 SiO_2,

28.0 Al_2O_3 und Fe_2O_3, 22.9 CaO, nebst Na_2O, K_2O und MgO, meist in der Umwandlung begriffen und dann schwankend zusammengesetzt. Vor dem Löthrohr schmilzt er unter starkem Aufschäumen zu blasigem, farblosem Glase, wird von Salzsäure zersetzt, mit Kobaltsolution blau; das Pulver reagirt stark alkalisch.

Mikrosk. Eigensch.: Er ist stark doppelbrechend, die Querschnitte erscheinen parallel der Spaltbarkeit von rauhen Rissen durchzogen. Ausser Quarz, Orthoklas u. a. enthalten die Skapolithe besonders verschiedenartige Zersetzungsprodukte eingeschlossen.

Er bildet den sog. Skapolithfels und kommt als accessorischer Gemengtheil in einigen Graniten und Kalken vor.

Der krystallographisch genau mit dem Skapolith übereinstimmende Mejonit, dessen übrige physikalischen Verhältnisse dieselben sind, und dessen chemische Zusammensetzung auf dieselbe Formel zurückzuführen ist, kann als identisch mit dem Skapolith gelten. Er bildet unter dem Namen Mejonit einen Bestandtheil einiger Trachyte und erscheint in Auswürflingen des Vesuv und Laacher See's.

10. Leucit.

Phys. Eigensch.: Krystallform quadratisch, die herrschende Gestalt ist die Combination einer tetragonalen Pyramide P(o) und einer ditetragonalen Pyramide 4P2(i), wozu dann noch zuweilen die Flächen einer spitzeren Deuteropyramide 2P∞(u) und das Protoprisma ∞P(m) treten. Die Combination dieser Flächen ist eine so regelmässige, dass man diese Form früher für regulär hielt und sie als Combination des Ikositetraëders mit dem Rhombendodekaëder auffasste. Eine Zwillingsstreifung mit sehr flachem einspringendem Winkel auf den Flächen, sowie Differenzen in den Kantenwinkeln, liessen vom Rath den tetragonalen Charakter des Leucit erkennen. Die Zwillingsbildung geschieht nach dem Gesetze: Zwillings-Ebene eine Fläche von 2P∞. Die Hauptaxen der beiden Individuen bilden einen Winkel von 87°30′ und die Flächen o und i treffen in einem aus- und einspringenden Winkel

von $175^{0}8^{1}/_{2}'$ zusammen, wenn das eine Individuum über das andere vorherrscht, bei vollkommen gleicher Entwicklung beider treffen o und o in einem Winkel von $151^{0}28^{1}/_{2}'$ zusammen, während die annähernd in der Richtung einer symmetrischen Diagonale verlaufende Zwillingskante = $176^{0}39^{1}/_{2}'$ ist. Die Zwillingsbildung wiederholt sich, so dass manche Krystalle polysynthetisch zusammengesetzt sind, was sich in der schon erwähnten Streifung auf den Flächen kund giebt. Die Krystalle erscheinen meist rundum ausgebildet oder als rundliche Körner. Die Spaltbarkeit parallel dem Prisma und der Basis ist kaum wahrnehmbar. Bruch muschelig. H = 5.5—6. G = 2.45—2.50, grauweiss, auch gelblich und röthlich. Glasglänzend und matt.

Chem. Zus.: $K^{2}Al^{2}Si^{4}O^{12}$: bei vielen auch neben K mehr oder weniger Na, procentisch: 55.6 SiO_2, 23.2 Al_2O_3 und 21.2 K_2O (an vesuvischem Leucit 8% Na_2O). Vor dem Löthrohr unschmelzbar und unveränderlich, mit Kobaltsolution schön blau werdend, Borax löst ihn zu wasserhellem Glase, das Pulver reagirt alkalisch, von Salzsäure wird er unter Bildung von Kieselpulver vollständig zersetzt.

Mikrosk. Eigensch.: Die sog. lamellare Polarisationserscheinung, die früher den Leucit in dieser Beziehung eine Ausnahme im regulären, isotropen Systeme machen liess, findet in der polysynthetischen Zwillingsverwachsung des Leucites und in seiner tetragonalen Natur ihre Erklärung. Im polarisirten Lichte bleibt der Leucit zwischen gekreuzten Nicols dunkel, wenn er ein einfacher Krystall und genau senkrecht zur Hauptaxe durchschnitten ist. Sonst treten parallel verlaufende und sich schachbrettähnlich durchkreuzende helle und dunkle Streifen hervor. Besonders charakteristisch ist auch die Mikrostruktur der Leucite. Schon die achtseitige, oft rundliche Umgrenzung seiner Querschnitte bei voller Farblosigkeit ist bezeichnend, mehr noch der Reichthum und die Anordnung der verschiedenartigsten Einschlüsse. Unter diesen sind grünliche und bräunliche Mikrolithe und Körner von Augit, farblose Mikrolithe von Feldspath und vielleicht von Apatit am häufigsten, ausserdem noch schwarze Ma-

gnetitkörner, sowie Nephelin, Nosean. Besonders sind aber gelb, braun und grün gefärbte Glaseinschlüsse häufig, oft mit einem oder mehreren unbeweglichen Bläschen, sowie halbglasige Einschlüsse von schlackiger Substanz. In den lavischen Leuciten sind auch Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle recht zahlreich gefunden worden. Die Anordnung der Einschlüsse in diesen Leuciten ist im allgemeinen eine vierfache. Entweder liegen sie vollkommen regellos durcheinander und erfüllen den ganzen Querschnitt, oder sie liegen nach dem Centrum zu angehäuft, oder sind in concentrischen Zonen parallel den Umrissen mehr nach der Aussenseite, oder endlich sie stehen radial oder kreuzförmig zum Centrum geordnet. Diese centrale und concentrisch peripherische Anordnung findet sich häufig combinirt, dann liegen um eine dichte Anhäufung von Einschlüssen in der Mitte, deren äussere Grenze schon den Umrissen des Querschnittes parallel geht, noch einer oder mehrere concentrische Ringe oder Achtecke solcher Einschlüsse, alle mit der Längsaxe parallel gestellt den Contouren des Krystalls. Besonders scharf zeigen sich braune Glaseinschlüsse, alle mit Bläschen versehen und in ihrer Form die Leucitgestalt zeigend, vollkommen ringförmig angeordnet in den Laven des Vesuv vom Jahre 1868 und 72. In den Leuciten vom Capo di Bove bei Rom liegen zwei concentrische Ringe in einander, der äussere aus schlackigen, opaken, der innere aus durchsichtig glasigen Einschlüssen gebildet. Auch in den Formen der einzelnen diese Ringe bildenden Mikrolithen oder Glas- und Schlackenpartikel zeigt sich das Streben, den Richtungen der gesetzmässigen Einlagerung sich zu fügen. Glaseinschlüsse, die nach Innen ausgebuchtete Tropfenform zeigen, sind nach Aussen polygonal umgebogen und gerandet, langgedehnte Mikrolithe erscheinen nach den Winkeln des umgrenzenden Achteckes wie gebrochen u. dergl. Erscheinungen mehr. Radial gestellte, nach der Mitte zu spitz auslaufende keulenförmige Schlackeneinschlüsse mit zwischenliegenden, ebenfalls mit der Längsrichtung radial liegenden Mikrolithen zeichnen die Lava des Stromes von Torre del Greco aus. Braune Glasein-

schlüsse mit Bläschen in den Leuciten der neuesten Lava vom April 1872 zeigen eine kreuzförmige Anordnung, in der Mitte ein freies, kreuzförmiges Feld, die Glaseinschlüsse oft in grösseren, nach der Mitte keilförmig sich zuspitzenden Parthien die Zwischenräume zwischen den Kreuzbalken ganz erfüllend, oder in einzelnen, an einander gereihten Glasperlen nur die Contouren der Kreuzform markirend. Diese Anordnung, insofern sich in derselben ein verschiedenes Verhalten in zwei orthogonalen Richtungen im Innern des Krystalls ausspricht, scheint im tetragonalen Charakter des Leucites ihre Erklärung zu finden. Die noch mancherlei andere interessante Einzelheiten darbietende Mikrostruktur des Leucites ist in den meisten Fällen so bestimmt ausgeprägt, dass derselbe nicht wohl verkannt oder verwechselt werden kann. Mit ihrer Hülfe hat sich auch die weite Verbreituug des Leucites nachweisen lassen. Durch Verwitterung und Umwandlung werden die Leucite trüb, erscheinen feinkörnig und zeigen Aggregatpolarisation, das Endresultat ist auch hier, wie bei dem Nosean, ein zeolithisches Mineral, jedoch wohl kaum in allen Fällen das gleiche.

Der Leucit erscheint als wesentlicher Gemengtheil der sog. Leucitophyre und der Leucitbasalte, und ist auch in den Nosean und Hauyn führenden Gesteinen verbreitet.

11. Gruppe der Granate.

Phys. Eigensch.: Krystallform regulär, am häufigsten die Formen Dodekaëder ∞O und Ikositetraëder $2O2$, diese auch besonders oft in Combination, seltener Oktaëder O und Würfel $\infty O \infty$, und eine Reihe untergeordneter Flächen der regulären Körper. Häufig eingewachsen, rundum scharf ausgebildete Krystalle. Spaltbar dodekaëdrisch, sehr unvollkommen, Bruch muschelig. H = 6.5—7.5. Diese hohe Härte lässt den Granat schon beim Pulvern von Gesteinen erkennen. G = 3.4—4.3, verschiedenfarbig nach seinen Varietäten, glas- bis fettglänzend, durchsichtig.

Chem. Zus.: Im Allgemeinen nach der Formel zu-

sammengesetzt: $R^3\underline{R}^2Si^3O^{12}$, wobei R meist Kalk, aber auch Magnesia, Eisenoxydul und Manganoxydul, $\underline{R}$ Eisenoxyd, Thonerde oder auch Chromoxyd sein kann. Nach der Verschiedenartigkeit der chemischen Bestandtheile und nach den Farben werden folgende Varietäten unterschieden:

1. Kalkthongranate: Zusammengesetzt nach der Formel $Ca^3Al^2Si^3O^{12}$. Hierzu gehören der grüne Grossular, der honiggelbe oder hyazinthrothe Hessonit oder Kaneelstein und der fast farblose weisse Granat.

2. Magnesiathongranate: $(MgCaFeMn)^3Al^2Si^3O^{12}$. Der böhmische, blutroth gefärbte, schön glasglänzende Pyrop, der keinen Chromgehalt zeigt, sowie der im Serpentin häufige, oft fast schwarz gefärbte Granat, der früher zum Almandin gerechnet wurde.

3. Eisenthongranat: $(FeMg)^3 Al^2 Si^3 O^{12}$. Der sog. edle Granat oder Almandin, blutroth oder braunroth gefärbt, als Gemengtheil verschiedener Gesteine besonders wichtig.

4. Manganthongranat: $(Mn Fe Ca)^3 Al^2 Si^3 O^{12}$. Der dunkel hyazinthroth oder braunroth gefärbte Spessartit von Aschaffenburg, Haddam in Connecticut, Viel-Salm, ebenfalls als Gemengtheil von Gesteinen vorkommend.

5. Kalkeisengranat: $Ca^3 Fe^2 Si^3 O^{12}$. Der gemeine Granat mit vorherrschend brauner Farbe und geringer Durchsichtigkeit, der honiggelbe, oft schwarzbraune Kolophonit, der in Farbe und Glanz topasähnliche Topazolith und der schwarze undurchsichtige Melanit. Als ein manganhaltiger Kalkeisengranat mag der sog. Rotthofit von gelbbrauner Farbe und als ein magnesiahaltiger der Bredbergit von Sala erwähnt sein.

6. Kalkchromgranat: $Ca^3Cr^2Si^3O^{12}$. Der prächtig grüne Uwarowit (mit 21—22 % $Cr_2 O_3$) von Bissersk, sowie einige bis zu 5 % Cr_2O_3 haltige Pyrope aus den böhmischen Serpentinen.

Vor dem Löthrohr schmelzen die meisten Granate mehr oder weniger leicht zu grünem, braunem oder schwarzem Glase, welches oft magnetisch ist. Der Kalkeisen-

granat ist sehr strengflüssig, der Mangangranat giebt ein amethystfarbiges Glas. Mit Phosphorsalz oder Borax reagiren die betreffenden auf Eisen, Mangan oder Chrom. Alle geben mit Phosphorsalz ein Kieselskelett, einige färben Soda auf Platinblech grün. Von Salzsäure werden nach vorhergehendem Glühen alle, die kalkreichsten am leichtesten unter Abscheidung von Kieselgallert zersetzt.

Mikrosk. Eigensch.: In Dünnschliffen erscheinen die Querschnitte der Granate meist sechsseitig oder quadratisch, auch achteckig und rundlich, wenn ihre Form das Ikositetraëder ist und zwar zeigen sie meist eine scharfrandige Umgrenzung. In dünnen Schliffen ist die Farbe nur sehr blassroth, bei den Pyropen etwas intensiver. Die Querschnitte sind von unregelmässig verlaufenden Sprüngen durchzogen. Manche Granate enthalten einen Kern einer anderen Substanz, so Granate im Staurolith von Faido einen Kern von Quarz; auch Kalkspath, Epidot u. a. werden so von einer Granathülle umgeben. An Einschlüssen im Granat sind zu nennen: dodekaëdrische Hohlräume, also negative Granaten, z. B. in den Granaten des Granulites Sachsens, zum Theil wohl auch selbst wieder Granate oder Glaseinschlüsse, deren einige wieder winzige Dodekaëder einschliessen. Quarzkörner, Magnetit, lang prismatische, farblose, nicht näher bestimmbare Mikrolithen, kleine Krystalle von Hornblende, dichroitische Körner, vielleicht von Epidot, dann aber auch nadelförmige Kryställchen von Turmalin, sind in Granaten beobachtet worden. Ein im Glimmer von New-Hampshire U. S. Nord-Amerika eingewachsener Granat war mit feinen, zum Theil schon mit der Loupe sichtbaren Turmalinnadeln vollkommen durchspickt. Für den Pyrop in Serpentinen ist die ihn umgebende radial-strahlige Zone von Chrysotil, für den Almandin der Eklogite eine ähnliche Hornblendezone bemerkenswerth.

Der Melanit erweist sich im Dünnschliffe als aus concentrischen, verschieden farbigen Zonen aufgebaut, er enthält Augit und Apatitmikrolithe, die scharf im polarisirten Lichte hervortreten. Auch der Mangangranat von Viel-Salm enthält verschiedenartige Einschlüsse.

Von den verschiedenen Varietäten des Granates sind petrographisch besonders der Almandin, Pyrop, Melanit und Spessartit von Bedeutung: Wesentlicher Bestandtheil ist der Almandin im Eklogit, Kinzigit, Granataphanit, verbreitet auch in krystallinisch-schiefrigen Gesteinen: Gneiss-, Talk-, Chlorit-, Hornblendeschiefer, im Granit und Granulit (hier sehr charakteristisch), im körnigen Kalk und im Serpentin, endlich in Basalten und Trachyten.

12. Epidot.

Phys. Eigensch.: Krystallform monoklin; vorherrschend einseitig aufgewachsene Säulen mit oft flächenreichen Combinationen. Die zur Säule gedehnten Flächen sind meist die Basis oP(M) und das Orthopinakoid ∞P∞ (T), die einen Winkel von 115°24′ bilden. Der Winkel des Prismas ∞P(Z) = 70°. Nadelförmig, strahlig-stenglig, körnig und derb. Spaltbar sehr vollkommen basisch und vollkommen orthodiagonal, daher die Spaltungsflächen den Winkel von 115°24′ bilden. Bruch muschelig. H = 6—7. G = 3.32—3.5, vorherrschend grüne Farben, jedoch auch gelb, roth, braun. Glasglänzend, auf den Spaltungsflächen sogar diamantartig, meist nur durchscheinend.

Chem. Zus.: $H^2Ca^4(AlFe)^6Si^6O^{26}$, da das Wasser nach den Untersuchungen Ludwigs in allen Epidoten als Base vorhanden ist. Nach Procenten schwankt in den vielen Analysen der Gehalt an Kieselsäure von 36—40, Thonerde 18—29, Eisenoxyd 7—17, Kalkerde 21—25, Wasser 2%. Vor dem Löthrohr nur an den Kanten schmelzend und dabei zu dunkelbrauner, blumenkohlähnlicher Masse sich aufblähend, die sich in starkem Feuer abrundet, ohne zu schmelzen. Nach vorhergehendem Glühen oder Schmelzen unter Abscheidung von Kieselgallert löslich.

Mikrosk. Eigensch.: Der Pleochroismus des Epidotes ist sehr stark und daher erscheinen in Dünnschliffen die meist unregelmässigen Querschnitte bald grün, gelb und braun durch, je nachdem man durch einen Schnitt nach Basis, Orthodoma oder Orthopinakoid hindurchsieht. Die

Absorption ist jedoch nie so stark, wie bei der Hornblende. An Einschlüssen ist er meist durchaus arm, einzelne enthalten jedoch Flüssigkeitseinschlüsse.

Er bildet als wesentlicher Gemengtheil den Epidosit und ist als accessorischer Gemengtheil ziemlich verbreitet.

Der Manganepidot oder Piemontit von schwarz-violetter Farbe ist eine Varietät, in der das Eisenoxyd grösstentheils durch Manganoxyd ersetzt wird. Er giebt mit Borax Reaktion auf Mangan und schmilzt vor dem Löthrohr leicht zu schwarzem Glase.

13. Turmalin.

Phys. Eigensch.: Krystallform: hexagonal-rhomboëdrisch. Das Hauptrhomboëder R mit 133°10′, meist prismatische Formen, oft durch hemiëdrische Ausbildung trigonal, die Endigung durch Rhomboëder gebildet, meist R und —2R, die beiden Enden durch Hemimorphismus verschieden. Die dreiseitigen, oft cylindrischen Säulen meist vertical gestreift. In Gesteinen nadelförmige, stengglige oder auch körnige Aggregate. Spaltbar sehr unvollkommen nach R und dem Prisma. H = 7—7.5. G = 2.94—3.24. Bruch muschelig, Farbe vorherrschend schwarz oder dunkelbraun, jedoch auch farblos, grün, gelb, rosaroth (Rubelith), blau (Indigolith), oft mehrfarbig an einem und demselben Krystalle. Glasglanz, durchsichtig bis undurchsichtig. Wird beim Erwärmen polarelektrisch.

Chem. Zus.: Die chemische Constitution der Turmaline ist ausserordentlich schwankend, sie lässt sich aber im Allgemeinen unter zwei Formeln bringen, je nachdem ein Lithiongehalt vorhanden ist oder nicht. Die lithionfreien Turmaline entsprechen der Formel: $(Mg\,Fe\,H^2\,K^2\,Na^2)\,Al^2\,B^2\,Si^4\,O^{20}$, worin die abwechselnd herrschenden Basen eine Unterscheidung von Magnesiaturmalin, Eisenmagnesiaturmalin und Eisenturmalin bedingen. Die lithionhaltigen lassen sich durch die Formel ausdrücken: $(H^2\,Li^2\,K^2\,Na^2\,Mg\,Ca\,Mn)^3\,Al^6\,B^4\,Si^9\,O^{45}$. Auch hier bilden sich nach den herrschenden Basen die Unterabtheilungen: Eisenmanganturmalin und Manganturmalin. Die erste der beiden Gruppen umfasst die gelben, braunen und schwar-

zen Turmaline durch 3—17 % Eisenoxydul, 1—11 % Magnesia und nur 32—34 % Thonerde ausgezeichnet, die zweite Gruppe umfasst die farblosen, hellgrünen, blauen und rosarothen Varietäten mit 42—44 % Thonerde, 0—1.6% Magnesia und 1—2 % Lithion und fast gar keinem Eisen. Der Kieselsäuregehalt beträgt in beiden 36—38 %, Borsäure 9—11 %. Ausser dieser letzteren ist ein hin und wieder nachgewiesener Gehalt an Fluor und Phosphorsäure noch zu bemerken.

Vor dem Löthrohr zeigen die einzelnen Varietäten abweichendes Verhalten, sie schmelzen bald leicht, bald schwer, mit und ohne Aufblähen; alle geben mit Flussspath und saurem schwefelsaurem Kali die Borsäurereaktion (zeisiggrüne Oxydationsflamme), Salzsäure greift das rohe Pulver gar nicht an, Schwefelsäure nur sehr wenig. Das Pulver geschmolzenen Turmalins wird durch Fluorwasserstoffsäure und Schwefelsäure fast vollkommen zersetzt.

Mikrosk. Eigensch.: Der Turmalin zeigt starke Doppelbrechung, sein Dichroismus ist sehr stark, aber etwas verschieden nach seiner Farbe, die starke Lichtabsorption ist ein gutes Erkennungsmittel in Dünnschliffen unter dem Mikroskope. Von Biotit und Hornblende, die einen ähnlichen starken Dichroismus zeigen, unterscheidet ihn die deutliche Spaltbarkeit der letzteren und die lamellare Struktur des ersteren, die ihm beide fehlen. Wie die grossen Turmaline, z. B. vom St. Gotthard, häufig gebogen und zerbrochen und durch Quarz wieder verkittet erscheinen, so zeigen dieses auch die mikroskopischen, so z. B. die Turmaline im Pegmatit von Berzé in der Auvergne. Auch die Verschiedenartigkeit der Färbung tritt in Schliffen hervor, im Innern sind die letzterwähnten Turmaline grün, der Rand braunviolett, scharf und deutlich gegen den Kern abgrenzend. In den Granaten des sächsischen Granulit kommen Turmaline mit verschiedenfarbigen Endigungen vor. Zierlich sternförmig gruppirte Turmalinnadeln fanden sich in einer Glimmerplatte von Nord-Amerika. An Einschlüssen ist der Turmalin im Allgemeinen arm. Leere Poren, sowie Glaseinschlüsse

mit Bläschen, aber auch Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle sind mehrfach beobachtet worden. Braune, der Hauptaxe parallel gelagerte Mikrolithe und reihenweise hintereinander liegende opake Einlagerungen von unregelmässig fetzenartiger Form liegen in dem Turmalin von Berzé und dürfen wohl als eine secundäre, einfiltrirte Manganeisenverbindung gedeutet werden.

Mit Quarz bildet der Turmalin den Turmalinfels und den Turmalinschiefer, accessorisch ist er in vielen anderen Gesteinen verbreitet.

14. Zirkon.

Phys. Eigensch.: Krystallform: quadratisch mit einer Pyramide P von 84°20′ Seiten- und 123°18′ Polkanten. Die gewöhnliche Combination ist Prisma ∞P und P oder auch diese mit dem Deuteroprisma ∞P∞. Die eingewachsenen Krystalle zum Theil säulenförmig, zum Theil pyramidal ausgebildet. Spaltbar nach P und ∞P unvollkommen. Bruch muschelig. H = 7.5. G = 4.4—4.7. Glas-, oft diamantartig glänzend, meist gefärbt, roth, gelbbraun, aber auch farblos.

Chem. Zus.: $ZrO^2 . SiO^2$ ($ZrSiO^4$). Vor dem Löthrohr schmilzt er nicht, aber entfärbt sich, von Borax schwer, durch Phosphorsalz gar nicht aufgelöst, von Schwefelsäure nach längerem Erhitzen zersetzt; andere Säuren sind ohne Wirkung.

Mikrosk. Eigensch.: Bei einigen Varietäten ist der Dichroismus kräftig, bei anderen nicht wahrnehmbar. Seine Substanz ist allenthalben rein und frei von Einlagerungen.

Er tritt als ein wesentlicher Gemengtheil im sog. Zirkonsyenit auf, findet sich sonst in vielen krystallinisch schiefrigen Gesteinen, auch in Laven und vulkanischen Auswürflingen.

Der regulär krystallisirende Spinell (meist O) ist von ganz untergeordneter petrographischer Bedeutung, er ist wesentlich $MgO . Al^2O^3$ ($MgAl^2O^4$). In den Lherzolithen ist der Picotit, der chromhaltige Spinell, als selbstständiger Gemengtheil vorhanden; er erscheint hier als Einschluss im Olivin. Der schwarze Pleo-

nast kommt in einigen Graniten und den Sanidinauswürflingen des Laacher See's und der Somma vor.

15. Cordierit (Dichroit).

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhombisch, meist scheinbar hexagonale Prismen, gebildet durch Combination des Prismas ∞P (von 119°10') und des Brachypinakoides ∞P̆∞, als Endigung die Basis oP. Meist undeutliche kurze Säulen und Körner. Spaltbar brachydiagonal ziemlich deutlich, auch Spuren nach dem Makrodoma. Bruch muschelig. H = 7—7.5. G = 2.59—2.66, meist violblau, blaugrau, aber auch lichtbläulich und fast farblos. Glasglanz, auf dem Bruche Fettglanz.

Chem. Zus.: $Mg^{8}(AlFe)^{6}Si^{8}O^{28}$, fast immer als Folge beginnender Zersetsung auch wasserhaltig. Nach Procenten: 48—50% SiO_2, 28—33% Al_2O_3, 4—11% Fe_2O_3, 8—12% MgO. Vor dem Löthrohr schmilzt er schwer an den Kanten zu Glas, wird von Säuren nur sehr wenig angegriffen, mit Kobaltsolution wird er blau.

Mikroskop. Eigensch.: Der schöne Pleochroismus des Cordierites ist im Dünnschliffe nicht immer wahrnehmbar, wenngleich er oft noch recht deutlich ist, die Absorptionsunterschiede sind dagegen auch in farblosen Querschnitten noch bemerkbar. Die Farben in nicht ganz dünnen Schnitten sind verschieden nach der krystallographischen Lage derselben. Seine Querschnitte erscheinen meist rundlich, unregelmässig, oft bandförmig zwischen die mit ihm associirten Mineralien eingedrängt. An Einlagerungen ist der Cordierit im Allgemeinen ziemlich reich. Charakteristisch für ihn dürfen helle, nadelförmige, wirr und filzartig durcheinander liegende Mikrolithe bezeichnet werden, oft vereinzelt oder zu kleinen Gruppen, oft zu dichten Haufen vereinigt in der Cordieritmasse liegend. Ueber ihre mineralische Natur ist keine sichere Entscheidung bisheran möglich gewesen. Glimmer und Hämatitblättchen, ähnlich denen im sog. Sonnenstein (siehe Feldspath), sind nicht selten. Sehr winzige, eigenthümlich in die Länge gezogene Poren, von auffallend paralleler Lagerung, meist einen opaken Kern oder ein Hämatitblätt-

chen einschliessend, oder daran scheinbar haftend, sind häufig im Cordierit. Schöne, scharf krystallisirte, grün durchscheinende Oktaëderchen im Cordierit von Freiburg und Bodenmais sind Pleonaste. Auch Flüssigkeitseinschlüsse mit lebhaft beweglicher Libelle kommen im Cordierite häufig vor.

Der Cordierit neigt sehr zu Umwandlungen, die entweder durch blosse Aufnahme von Wasser oder auch damit verbundenen Austausch von Magnesia gegen Kali sich zu vollziehen scheinen. Die daraus hervorgehenden Produkte sind: Chlorophyllit, noch viel unveränderte Cordieritsubstanz enthaltend, zuweilen nur von den Spalten aus den Beginn einer Zersetzung zeigend, Praseolith, Esmarkit, Aspasiolith, Bonsdorfit der ersteren Art; Fahlunit, Gigantholith, Pinit der anderen Art. Alle enthalten noch mehr oder weniger deutliche Reste von Cordierit in wohl erkennbaren Körnern [1]).

Der Cordierit bildet den Cordieritgneiss und findet sich in einigen Graniten und Talkschiefern. Unter den Auswürflingen des Laacher See's sind Cordieritschieferbruchstücke häufig.

16. Disthen (Cyanit).

Phys. Eigensch.: Krystallform: monoklin. Bildet meist lange und breite Säulen durch zwei Flächen gebildet, die sich unter einem Winkel von 106°15′ schneiden. Vorherrschend sind stenglige, radial oder verworren faserige Aggregate. Die beiden Spaltungsrichtungen bilden den Säulenwinkel, eine schief-basische, deutliche Spaltbarkeit macht die Säulen in der Quere zerbrechlich. H = 5—7 (in verschiedenen Richtungen verschieden). G = 3.28—3.68, weiss und blau, durchsichtig und nur durchscheinend, glasglänzend, auf den Hauptspaltungsflächen perlmutterartig.

---

1) Erst nachdem diese Zeilen geschrieben, veröffentlichte A. Wichmann in der Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 1874 S. 675, „Untersuchungen über die Pseudomorphosen des Cordierites," worauf also nur hierdurch verwiesen werden kann.

Chem. Zus.: Al^2SiO^5. Nach Procenten, 37.0 SiO_2 und 63.0 Al_2O_3 mit etwas Eisenoxyd. Vor dem Löthrohr unschmelzbar, mit Kobaltsolution dunkelblau werdend, in Säuren unlöslich.

Mikrosk. Eigensch.: Der deutliche Pleochroismus ist in Dünnschliffen nur noch wahrzunehmen, wenn die blaue Färbung noch hervortritt, man erhält dann ein blaues und ein weisses Bild. Seine meist langen, leistenförmigen Querschnitte zerfallen durch hindurchsetzende Risse in lauter rhombische Felder. Eigentliche Einschlüsse sind selten, dagegen sind auf den Spalten verschiedenartige Infiltrationsprodukte abgesetzt.

Er kommt im sog. Disthenfels als wesentlicher Bestandtheil vor und findet sich sonst in Glimmerschiefern, Talken, Gneissen, Paragonitschiefern u. A.

17. Andalusit.

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhombisch, gewöhnliche Combination aus dem Prisma ∞P von 90°50′, dem Makrodoma $\bar{P}\infty$ von 109°4′ und der Basis gebildet. Spaltbarkeit nicht sehr deutlich, stenglige und körnige Aggregate. H = 7—7.5. G = 3.1—3.17, stets verschiedenartig gefärbt; schwacher Glasglanz und nur wenig durchscheinend.

Chem. Zus.: Al^2SiO^5, wie der Disthen, diese Substanz ist daher dimorph. Vor dem Löthrohr ganz wie Disthen.

Mikrosk. Eigensch.: Bei hinreichender Dünne durchsichtig, lebhaft polarisirend und deutlichen Trichroismus zeigend. Einige Krystalle zeigen eine vollkommen faserige Struktur nach bestimmten Richtungen, die wohl durch Umwandlung bewirkt wird. Einschlüsse sind sehr selten. Die Andalusite von Bagnères in den Pyrenäen sind durch kohlige Einlagerungen schwarz gefärbt.

Er kommt in Glimmerschiefern, Thonglimmerschiefern u. a. Gesteinen accessorisch vor.

Der nur in Thonschiefern vorkommende Chiastolith, dessen kohlige Substanz längs der Hauptaxe in eigenthümlicher Kreuzform eingelagert ist, gehört seiner Krystallform und chemischen Zusammensetzung nach zum Andalusite. Auch der Staurolith

erscheint in manchen Glimmerschiefern mit Disthen zusammen; er ist durch mikroskopische Einlagerungen verschiedener Art, vorzüglich Quarz, verunreinigt. Die Zusammensetzung der reinsten Varietäten lässt sich auf die Formel zurückführen: $\underline{R}^2\bar{R}Si^2O^{11}$, worin $\underline{R}$ Eisenoxyd und Thonerde, $\bar{R}$ Eisenoxydul und Magnesia ist.

18. Topas.

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhombisch. Meist prismatische Krystalle von 124°17′ mit oft flächenreicher pyramidaler Endigung. Auch körnige Aggregate. Spaltbarkeit vollkommen basisch. H = 8. G = 3.51—3.56. Farblos, gelblich und verschiedenfarbig, Glasglanz, durchsichtig.

Chem. Zus.: $5\,Al^2SiO^5 + Al^2SiF^{10}$ mit 33.16 SiO_2, 56.70 Al_2O_3 und 17.50 F. Vor dem Löthrohr unschmelzbar, unlöslich in Säuren, mit Phosphorsalz stark erhitzt giebt er Fluorreaktion.

Mikrosk. Eigensch.: Er zeigt kräftige Doppelbrechung, sein schwacher Pleochroismus ist in Dünnschliffen nicht wahrnehmbar. Von den vielfachen Einschlüssen ist vor allem die grosse Zahl von Flüssigkeitseinschlüssen von sehr verschiedenartiger Form bemerkenswerth. Fast alle enthalten eine deutlich bewegliche Libelle und manche auch noch nadelförmige oder würflige Kryställchen. Die Flüssigkeit scheint in den meisten Fällen eine wässerige Salzlösung zu sein, zuweilen jedoch auch liquide Kohlensäure. Die krystallinischen Ausscheidungen lösen sich bei keiner Temperatur in der Flüssigkeit auf. Nur in dem Schneckensteiner (Sachsen) Topasfels erscheint er als wesentlicher Gemengtheil, sonst nur sporadisch und accessorisch in krystallinischen Gesteinen.

19. Magnetit (Magneteisen).

Phys. Eigensch.: Krystallform regulär, Oktaëder und Dodekaëder häufig selbstständig und in Combination, aber auch andere Combinationen. Zwillinge nach der Oktaëderfläche. Meist in Körnern, körnigen, derben und dichten Massen. Spaltbarkeit oktaëdrisch von sehr ver-

schiedenem Grade; spröde, H = 5.5—6.5. G = 4.9—5.2, eisenschwarz, metallglänzend, schwarzer Strich; stark magnetisch.

Chem. Zus.: $FeO + Fe_2O_3$, zuweilen titanhaltig. Vor dem Löthrohr sehr schwer schmelzbar, als Pulver in Salzsäure vollkommen löslich.

Mikrosk. Eigensch.: Oft tritt auch im Mikroskope bei auffallendem Lichte der irisirende Metallglanz des Magnetites hervor. Er bleibt in den dünnsten Präparaten vollkommen undurchsichtig. In den Querschnitten lassen sich oft die oktaëdrischen Formen erkennen, sehr häufig aber bildet er auch Aggregate zweier oder mehrerer in Zwillingsstellung verwachsener Oktaëder. Auch vollzieht sich die Aneinanderlagerung der einzelnen Individuen unter rechten Winkeln und giebt dann Veranlassung zu den zierlichsten kreuzförmigen, oft ausgezeichnet dendritischen Bildungen. Unregelmässig contourirte Körner von Magnetit verwachsen zu stab- und keulenförmigen Aggregaten. Besonders umlagern Magnetitkörner grössere Krystalle von Augit und Hornblende, Glimmer und Feldspath und umsäumen daher die äussere Begrenzung der Querschnitte dieser mit einem mehr oder weniger starken, dunklen Rand. Durch Verwitterung werden die Magnetitkörner mit einer rothen Zone von Eisenoxydhydrat umgeben, ja es kommen auch roth durchscheinende Oktaëder, wirkliche Pseudomorphosen von Eisenoxydhydrat nach Magnetit vor, vergleichbar den als Martit bezeichneten makroskopischen Oktaëdern von Eisenglanz.

Die mikrosk. Verbreitung des Magnetites ist fast grösser als die irgend eines anderen Minerals. Er bildet selbstständige Lagerstätten und den wesentlichen Gemengtheil der Basalte und aller basischeren Eruptivgesteine, findet sich aber auch in fast allen übrigen Gesteinen.

20. Titaneisen.

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhomboëdrisch, meist tafelförmige Krystalle von hexagonalen Umrissen mit herrschender Basis. Spaltbar basisch und rhomboëdrisch

abstumpfend. In Gesteinen meist sehr lange, schmale Säulchen mit scharfkantiger Ausbildung. Spaltbar unvollkommen nach Prisma und Basis. H = 5.G 3.16—3.22. Die als Gesteinsgemengtheile erscheinenden Apatite sind meist farblos oder von lichter weisser, bräunlicher und gelblicher Färbung, mit starkem Glasglanz und vollkommen durchsichtig. Die verschiedenartig auch grün, gelb, violett gefärbten Varietäten petrographisch ohne Bedeutung.

Chem. Zus.: $3Ca^3P^2O^8 + Ca(Cl\,F)^2$, nach Procenten 90—92 phosphorsauren Kalk enthaltend. Vor dem Löthrohr nur in dünnen Splittern schmelzbar zu farblosem Glase; im Glasrohre mit geschmolzenem und gepulvertem Phosphorsalz erhitzt, das Glas ätzend und Fernambukpapier gelb färbend (Fluorreaction), oder mit einer Kupferoxydperle in der Reductionsflamme erhitzt eine schön blaue Flamme bildend (Chlorreaction), mit Schwefelsäure befeuchtet die Löthrohrflamme grünlich färbend (Phosphorsäurereaction). In Salz- und Salpetersäure leicht löslich, der Kalkgehalt dann durch Oxalsäure nachzuweisen.

Mikrosk. Eigensch.: Die meist kleinen Querschnitte der Apatite sind entweder sehr lang rechteckig, nadelförmig oder hexagonal, wenn senkrecht zur Hauptaxe durchschnitten und zeigen meist eine grelle weisse Farbe. Bei Drehung des Polarisators zeigt er, wenn nicht parallel der Basis geschnitten, eine deutliche Lichtabsorption, was zur Unterscheidung von dem ganz formengleichen Nephelin dienen kann. Der an farbigen Apatiten deutliche Dichroismus kann an den farblosen der Gesteine nicht bemerkt werden. Oft sind die Nadeln mit einer staubähnlichen Masse erfüllt, die sich nach dem Centrum derart anhäuft, dass dieses opak erscheint und nur eine helle Randzone mehr übrig bleibt. In grösseren Krystallen sind Flüssigkeitseinschlüsse, deren unbewegliche Libellen bei einer Temperaturerhöhung sich verändern, oft in grosser Menge vorhanden.

Auch der Apatit gehört, seitdem man ihn mikroskopisch erkannt hat, zu den verbreitetesten Gemengtheilen von Gesteinen, ohne wesentlicher Gemengtheil zu sein.

Der nachgewiesene Phosphorsäuregehalt in manchen Gesteinen lässt sein Vorkommen noch ausgedehnter vermuthen, als es bis jetzt feststeht. Die derbe, dichte und erdige Varietät des Apatites, der Phosphorit, bildet als solcher selbstständige Gebirgsglieder, und findet daher später unter den Gesteinen Erwähnung.

23. Kalkspath (Calcit).

Phys. Eigensch.: Krystallform: rhomboëdrisch. Die reichhaltige Krystallformenreihe des Calcites kommt, soweit er petrographisch von Bedeutung ist, nicht in Betracht. Die einfachen rhomboëdrischen Formen, mit Winkeln von 105°5′ und 74°55′, wie sie durch die den Flächen des Grundrhomboëders parallel gehende, sehr vollkommene Spaltbarkeit bedingt werden, lassen sich überall erkennen, wo der Calcit in körnigen Aggregaten zu einem Gesteine vereinigt ist, und sind daher für ihn durchaus charakteristisch. $H = 3$, er lässt sich mit dem Messer ritzen, $G = 2.6 - 2.8$, meist farblos und weiss, jedoch kommen in Folge von Beimengungen verschiedene Farben vor. Als sog. isländischer Doppelspath ist er vollkommen durchsichtig, als Gestein meist nur durchscheinend oder undurchsichtig, auf den Spaltungsflächen einen mehr oder weniger vollkommenen Glasglanz zeigend. Stark doppelbrechend.

Chem. Zus.: $CaCO^3$, wenn ganz rein, sonst mit einem Gehalte an Mg oder Fe als stellvertretend für Ca, auch durch mechanische Beimengungen, besonders Quarz, verunreinigt. Vor dem Löthrohr unschmelzbar, brennt sich unter starkem Leuchten kaustisch, wirkt nach dem Glühen stark alkalisch; in Säuren schon in der Kälte und in Stücken unter starkem Brausen löslich, aus der Auflösung durch Zusatz von schwefelsaurem Kalk (Gyps) in Nadeln gefällt.

Mikrosk. Eigensch.: Die starke Doppelbrechung, die mit dem Analysator beobachtet werden kann, ist für den Calcit sehr charakteristisch, sowie die in den meist unregelmässig umrandeten Körnern stets sehr scharf und

geradlinig unter schiefen Winkeln sich schneidenden Spaltungsdurchgänge. Die einzelnen Körner, wie sie z. B. den Marmor bilden, zeigen eine polysynthetische, lamellare Verwachsung nach den Flächen des nächsten stumpferen Rhomboëders $-\frac{1}{2}R$, die Zwillingslamellen sind durch scharfe Linien angedeutet. Die Streifungen der verschiedenen, an einander grenzenden Körner schneiden sich unter allen möglichen Winkeln, breitere und schmälere Lamellen wechseln dabei ab. Die Spaltungslinien sind ausserdem an den Lamellen zu beobachten und erscheinen gleichfalls in jedem Korne selbstständig, dagegen die Zwillingsstreifung schneiden sie unter stets gleichen Winkeln. Diese Zwillingsstreifung kann wohl als ein Unterscheidungsmerkmal mit Dolomit angesehen werden, dessen Körner dieselbe fast gar nicht zu zeigen pflegen. An Einlagerungen ist der Kalkspath reich, die meisten derselben sind auch schon makroskopisch sichtbar. Kupferkies im Kalkspath von Derbyshire und Eisenkies im Kalkspath von Arnsberg zeigen eine durchaus regelmässige Orientirung nach den Flächen der Spaltbarkeit und dabei wohl ausgebildete, mikroskopische Krystallformen.

Der Calcit bildet in seinen krystallinisch körnigen und dichten Varietäten selbstständige Gebirgsglieder: Marmor, Kalksteine, Rogensteine, Kalktuffe und die durchaus unkrystallinische Kreide. In anderen Gesteinen wohl nur als secundärer Bestandtheil verbreitet.

Die isomorphen Mineralien Dolomit $(CaMg)CO^3$ und Eisenspath $FeCO^3$, haben für die Petrographie nur als selbstständige Gesteine, nicht als Gemengtheile Bedeutung. Ebensowenig treten Schwerspath, Gyps, Anhydrit, Steinsalz, Flussspath, Kryolith, Korund als Smirgel, Graphit und mineralische Kohlen als Gesteinsgemengtheile auf, sondern bilden nur für sich Gesteinsmassen. Alle diese finden daher füglich später erst ihre Besprechung.

Die Theilnahme der im Vorhergehenden beschriebenen und erwähnten Mineralien an der Gesteinsbildung und ihre Bedeutung für dieselbe geht übersichtlich aus der folgenden Tabelle hervor:

Tabellarische Uebersicht der gesteinsbildenden Mineralien nach ihrer Bedeutung und Verbreitung.

Als wesentliche Gemengtheile in Association mit andern u. zugleich als selbstständige Gesteine kommen vor: Verbreitung		Nur als wesentliche Gemengtheile in Association mit anderen kommen vor: Verbreitung		Nur als selbstständige Gesteine, nicht als wesentl. Gemengtheile in Association mit andern: Verbreitung		Als charakteristische accessorische Gemengtheile haben Bedeutung:
gross.	beschränkt.	gross.	beschränkt.	gross.	beschränkt.	
Quarz	Granat	Feldspathe	Hypersthen	Calcit	Schwerspath	Olivin
Horn-	Epidot	Glimmer	Enstatit	Dolomit	Flussspath	Andalusit
blende	Olivin	Nephelin	Diallag	Eisenspath	Kryolith	Chiastolith
Augit	Eisen-	Leucit	Bastit	Gyps	Smirgel	Titanit
Chlorit	glanz		Bronzit	Anhydrit		Turmalin
Talk	Graphit		Nosean	Steinsalz		Granat
Magnetit	Skapolith		Hauyn	Kaolin		
Apatit	Serpentin		Turmalin	Kohle		
			Zirkon	Rotheisen-		
			Cordierit	stein		
			Disthen	Brauneisen-		
			Topas	stein		
			Omphacit			
			Saussurit			

Unmittelbar aus der Betrachtung der Tabelle geht hervor, wie verschieden sich die Mineralien in Bezug auf ihre petrographische Bedeutung verhalten. Wollte man dieselben nach dieser Bedeutung in verschieden-werthige Gruppen zerlegen, so würden wohl nur die Mineralien der ersten und dritten und der fünften Gruppe als solche bezeichnet werden können, die von höchstem petrographischem und daher auch geologischem Werthe sind. Auch diese sind aber nicht vollkommen gleichwerthig; denn Calcit hat eine ganz andere Verbreitung und Bedeutung in den Kalksteinen, als z. B. Eisenspath, Anhydrit u. a.; und hinwiederum sind die genetischen, also geologischen Interessen, die sich an die Mineralien der ersten und dritten Spalte knüpfen, weit grössere, als die bei der fünften Spalte. Quarz und Feldspathe, Hornblende, Augit, Glimmer und Magnetit sind in diesem Sinne die höchstwerthigen pe-

trographischen Mineralien, und die Gesteine, die im wesentlichen Gemenge dieser Mineralien sind, können daher auch für die geologisch bedeutsamsten gelten: es sind die gemengt-krystallinischen Gesteine.

Im Allgemeinen kann hier schliesslich noch die Bemerkung Platz finden, dass ein Gestein, welches nur aus einer Mineralspecies besteht, natürlich auch alle wesentlichen, physikalischen und chemischen Eigenschaften dieser Species an sich trägt, während bei den aus mehreren Mineralien gemengten Gesteinen, diese neue chemische und physikalische Eigenschaften, also eine eigene Härte, Farbe, spec. Gew., besitzen, welche aus der Summe der Eigenschaften der einzelnen constituirenden Mineralien resultiren.

BESCHREIBENDER THEIL:

PETROGRAPHIE.

I. Allgemeine Morphologie der Gesteine.

Die Morphologie der Gesteine umfasst die gesammten inneren und äusseren Formverhältnisse derselben. Sie behandelt also sowohl das durch Gestalt, Dimensionen, Lage, Vertheilung und Art der Verbindung der einzelnen Gesteinsgemengtheile untereinander bedingte innere Gefüge: die Struktur der Gesteine, als auch die in den oberflächlichen Contouren oder äusseren Begrenzungs- und Absonderungsflächen bedingten Bauverhältnisse: Die Tektonik der Gesteine.

Dass die Verhältnisse der inneren und äusseren Morphologie in vielen Fällen einander geradezu bedingen und von einander abhängig sind, so z. B. schiefrige Struktur und Schichtung, regellos krystallinisch-körnige Struktur und massige Tektonik, dafür werden sich in der Folge viele Belege finden.

1. Struktur der Gesteine.

Für die Erkennung und Unterscheidung der Gesteine ist ihre Struktur ein kaum minder wichtiges Hülfsmittel, als es die mineralogische Definition der einzelnen Bestandtheile ist. Jedoch ist der Charakter der Struktur und ihre Bedeutung für die Genesis der Gesteine nicht in allen Fällen gleich. Man kann füglich von Grundstrukturen und von blossen Strukturvariationen reden.

Grundstrukturen. Wenn die Krystallgestalt als der individuelle Ausdruck der einzelnen Mineralspecies gelten muss, so ist auch die Struktur eines Gesteines in erster Linie bedingt durch die krystallographische Ent-

wicklung seiner einzelnen Bestandtheile. Hiernach ergiebt sich eine stufenweise Steigerung in der Ausbildung der Gesteinsstruktur, die der Individualisirung der einzelnen Gesteinselemente parallel geht. Darnach sind die Gesteine entweder *amorph*, d. h. sie besitzen noch keine, oder nur die winzigsten Anfänge individualisirter Mineraltheilchen, oder sie sind *halbkrystallinisch*, d. h. sie bestehen aus mehr oder weniger vorherrschenden krystallinischen Elementen mit einer noch vollkommen amorphen oder wenigstens nicht deutlich individualisirten Masse, z. B. Felsitgrundmasse, gemengt, oder endlich sie sind vollkommen *krystallinisch*, d. h. sie bestehen aus lauter individualisirten Theilen *eines* oder *mehrerer Mineralien* und sind hiernach also entweder *einfache* oder *gemengte* krystallinische Gesteine. Da aber die Gestalt der einzelnen Mineralindividuen, wenn auch die Individualisirung derselben nach den gesammten physikalischen Eigenschaften eine ausgesprochene ist, nur in den seltensten Fällen regelmässig, meist nur in der Form von Körnern nur mit Andeutungen von Krystallflächen sich darbietet, so pflegt man diese Gesteine auch als *krystallinisch-körnige* Gesteine zu bezeichnen. Die Dimensionen der einzelnen Gesteinselemente bedingen dann zunächst eine Unterscheidung in solche Gesteine, deren einzelne Gemengtheile sich schon mit dem blossen Auge oder mit Hülfe der Loupe erkennen und bestimmen lassen: die *makrokrystallinen Gesteine*, und in solche, die dem blossen Auge dicht und homogen erscheinen, die sich aber bei Anwendung der mikroskopischen Untersuchungsmethode als Aggregate kleiner Mineralindividuen entwirren: die *mikrokrystallinen Gesteine*.

Bei der ersteren dieser beiden Gesteinsklassen bedingt die Grösse der einzelnen Körner wieder Unterschiede in *grobkörnig-*, *mittelkörnig-*, *feinkörnig-krystallinische* Gesteine.

Eine abweichende Grundstruktur zeigen die Gesteine, welche vorzüglich aus Bruchstücken und Trümmern oder erdigen und sandigen Resten anderer, zerstörter Gesteine

gebildet sind. Im Gegensatze zu den krystallinischen Gesteinen bezeichnet man sie als Trümmergesteine oder klastische (κλαστός, zerbrochen) Gesteine. Es kann hierbei das zertrümmerte Material entweder durch ein Bindemittel oder Cäment wieder zu einer festen Gesteinsmasse verkittet sein, oder die einzelnen klastischen Elemente liegen als lose Anhäufungen übereinander. Bei den festen klastischen Gesteinen treten dann auch, vorzüglich durch eine krystallinische Ausbildung des mehr oder weniger vorherrschenden Cämentes, zu den klastischen Theilen krystallinische Elemente hinzu und bewirken eine Uebergangsstufe zwischen den krystallinischen und klastischen Gesteinen, die man als halbklastische bezeichnen kann. Fast alle Schieferthone und Thone enthalten auch ursprüngliche, allerdings nur mikroskopische, krystallinische Ausscheidungen, so dass vielleicht keines dieser Gesteine ein rein klastisches, lediglich durch mechanische Processe gebildetes zu sein scheint.

Die Dimensionen der einzelnen Trümmer und Bruchstücke sind auch hier sehr verschieden. Von Blöcken von ganz ungeheurem Cubikinhalt sinken sie bis zu mikroskopischer Kleinheit herunter und so können auch in dieser Klasse makro- und mikroklastische Gesteine unterschieden werden.

Nach der Gestalt und Grösse der einzelnen krystallinischen und klastischen Elemente, besonders aber nach der Art ihrer Lage, Vertheilung und Verbindung, werden für beide Gruppen von Gesteinen ausser den erwähnten Grundstrukturen noch mannichfache Strukturvariationen herausgebildet.

Strukturvariationen der krystallinischen Gesteine.

Richtungslose Massiv- oder Granitstruktur. Die einzelnen Gemengtheile sind nach allen möglichen Richtungen durcheinander gewachsen, ohne dass irgend eine bestimmte Anordnung derselben zu erkennen ist. Diese Struktur kommt sowohl bei einfachen als auch bei gemengten Gesteinen vor und pflegt über grosse Gebirgs-

massen verbreitet zu sein, wobei dann nur die im Vorhergehenden erwähnten Uebergänge aus grobkörniger bis in feinkörnige oder sogar dichte Ausbildung in einem und demselben Gesteine Variationen veranlassen können. Diese Struktur ist in typischer Ausbildung den meisten Graniten eigen und es dürfte daher der Name: Granitstruktur um so eher gerechtfertigt erscheinen, als wohl der Name Granit ursprünglich von der Struktur hergeleitet wurde.

Schiefrige Struktur. Schiefrig nennt man ein Gestein, wenn es mit mehr oder weniger Stetigkeit durch seine ganze Masse nach einer bestimmten Richtung leichter sich spalten oder in mehr oder weniger dünne Scheiben zerlegen lässt. In den meisten Fällen ist diese Spaltbarkeit nach einer Richtung dadurch bedingt, dass gewisse, lamellar ausgebildete Mineralien eine parallele Anordnung durch die ganze Gebirgsmasse zeigen. Die dünn tafel- oder schuppenförmigen Individuen der Glimmer-, Chlorit- und Talkgruppe sind vorzüglich an der Ausbildung dieser schiefrigen Struktur betheiligt, jedoch können auch andere Mineralien, z. B. tafelförmige Krystalle von Feldspath oder abwechselnde Lagen von Turmalin und Quarz durch parallele Stellung eine gleiche Absonderung bewirken. Jedenfalls kann eine schiefrige Struktur auch ohne die Theilnahme parallel liegender, lamellarer Mineralien vorkommen, ein Punkt, auf den später bei der Besprechung der sog. transversalen Schieferung noch zurückzukommen sein wird. Die grössere oder geringere Stetigkeit der Spaltungsdurchgänge lässt die Schieferung bald als eine sehr vollkommene, bald als eine unvollkommene erscheinen; die verschiedene Dicke der einzelnen ablösbaren Scheiben lässt eine dick- oder dünnschiefrige Struktur unterscheiden und die Oberflächenbeschaffenheit der Spaltungsstücke ergiebt ebenflächige, krummflächige, auch verworren krummflächige Schieferung. Die ausgezeichnetste Vereinigung sehr vollkommener, sehr dünn- und ebenflächig schiefriger Struktur zeigen die Dachschiefer.

Flaserige Struktur ist eigentlich nur eine sehr un-

vollkommene, sehr krummflächige Schieferung, es wechseln langgestreckte linsenförmige Lagen zum Theil von körniger Struktur mit dünneren schiefrigen Lagen ab. Nach der Grösse der linsenförmigen Parthien unterscheidet man grob- und feinfaserig, nach der Oberflächenbeschaffenheit der einzelnen Lagen: gerad-, wellig-, knotig-, verworren-flaserig. Diese Struktur steht etwa zwischen schiefriger und Granitstruktur in der Mitte. In ausgezeichneter Weise tritt sie beim Gneiss auf.

Schuppige Struktur. Das Gestein besteht ganz oder doch zum grössten Theile aus krystallinischen Blättern und Schuppen, die nach ihrer Anordnung entweder eine vollkommen schiefrige, oder aber eine richtungslos verworren schuppige Ausbildung bedingen.

Faserige Struktur. Die das Gestein bildenden Mineralindividuen sind grösstentheils faserig oder dünnstenglig; durch eine gewisse Regelmässigkeit der Anordnung entsteht auch hier eine schiefrig-faserige, parallelfaserige oder eine verworren-faserige Struktur. Die aus faserigen Hornblendevarietäten (Strahlstein, Aktinolith) gebildeten Gesteine und der Gyps pflegen diese Strukturverhältnisse zu zeigen.

Linear parallele Struktur. Dieselbe wird dadurch bewirkt, dass alle oder einige der Gesteinsgemengtheile nach gewissen parallelen Linien in die Länge gezogen oder doch in solchen Richtungen vertheilt, geordnet und gerichtet sind. Man kann diese Struktur wohl als eine Streckungserscheinung bezeichnen, indem in der That, z. B. in manchen Trachyten, eine Verlängerung der Sanidinkrystalle nach einer Richtung erfolgt ist. Auch bei Laven finden sich die säulenförmigen Augit- und Feldspathkrystalle oft in dieser Weise gedehnt und zwar oft ersichtlich in der gleichsinnigen Richtung, in der auch die Blasenräume im Gesteine verlängert erscheinen. Hier ist nicht daran zu zweifeln, dass diese Streckung mit der fliessenden Bewegung der zähflüssigen Lava im engsten Zusammenhange steht und der Name: Fluidalstruktur (siehe S. 27), den man für die in vielen Gesteinen nachweisbaren mikroskopischen Er-

scheinungen dieser Art eingeführt hat, würde auch hier im Allgemeinen nicht unpassend erscheinen. Allerdings kommt diese Erscheinung der Streckung auch in höchst ausgezeichneter Weise in manchen schiefrigen Gesteinen vor, in der Art, dass eine Verzerrung gewisser Gemengtheile zwischen den Spaltungsflächen und gleichzeitig eine parallele Stellung der Längsaxe hervortritt. Am Gneisse, wo die Erscheinung häufig beobachtet wird, gehen die Streckungslinien immer den Schieferflächen parallel und zeigen über ausgedehnte Gesteinsmassen hin eine gewisse Constanz. Auch an sehr feinkörnigen krystallinischen Schiefern lässt sich diese Struktur oft in mikroskopischer Kleinheit wahrnehmen, z. B. an manchen Kalkglimmerschiefern der Alpen, wo sowohl die Glimmerflasern, als auch die Quarzindividuen in derselben Richtung plattgedrückt und gedehnt erscheinen. Diese linearparallele Struktur kann natürlich nicht als eine Fluidalstruktur angesehen werden, sie ist am ehesten mit der Streckung und Abplattung der Einschlüsse in Mineralien zu analogisiren. Bekanntlich zeigen die in Glimmerplatten, z. B. von Massachussets, eingeschlossenen Turmalin-, Beryll-, Granat-, Quarzkrystalle gleichfalls eine solche, durch die lamellare Spaltbarkeit des Glimmers bedingte, tafelartige Abplattung mit gleichzeitiger Dehnung.

Gefältelte Struktur. Abweichend von der vorhergehenden Struktur, aber gleichfalls einen auffallenden Parallelismus zeigend, ist die feine Runzelung oder Fältelung dieser, die auf den Spaltungsflächen vieler schiefriger Gesteine hervortritt. Auch sie, die an manchen Schiefern der ältesten sedimentären Formationen, z. B. den Schiefern von Hyères im südlichen Frankreich, den rheinischen Thon- und Dachschiefern, makroskopisch sehr deutlich zu beobachten ist, findet sich mikroskopisch in manchen Glimmerschiefern wieder. Die von Sorby beschriebenen Erscheinungen der ripple drifts gehören hierhin. Die in dieser Weise gefältelten Schiefer bezeichnen die Franzosen als chistes striés oder satinés, die Engländer als striated slate.

Genetisch dürften diese Fältelungen mit den Erscheinungen

der Streckung in einem gewissen Zusammenhange stehen und wie diese durch die Verhältnisse der Pressung in der Gesteinsmasse nach bestimmten Richtungen ihre Deutung finden. Bei den klastisch-schiefrigen Gesteinen können auch Strömung und Wellenbewegung während des Niederschlages dieser Gesteine aus dem Wasser solche Fältelungen bewirkt haben.

Porphyrische Struktur. In einer dichten Grundmasse, die erst bei Anwendung stärkerer Vergrösserung in einzelne, nicht immer deutlich individualisirbare Bestandtheile sich auflösen lässt, oder die zuweilen ganz oder grösstentheils amorph ist, liegen zahlreiche grössere Krystallindividuen als scharf von der Grundmasse trennbare Ausscheidungen — Einsprenglinge —, die nicht nothwendig den gleichen Mineralien anzugehören brauchen, aus denen die Grundmasse gemengt ist, wenn solche überhaupt in der letzteren bestimmbar sind. Die Grundmassen, welche überhaupt in porphyrischen Gesteinen vorzukommen pflegen, sind wohl alle, auch ohne solche grössere Krystallausscheidungen, als selbstständige Gesteine in der Natur vorhanden, so dass es hierdurch klar wird, dass die porphyrische Struktur ein bestimmtes Entwicklungsstadium der Gesteinsindividualisirung ist, wie uns solche in den Grundstrukturen entgegentreten. Daher erscheint in manchen Fällen dieselbe auch als eine Mittelstufe zwischen diesen Grundstrukturen.

Wenn die Grundmasse eine vollkommen glasige, amorphe, also obsidian- oder pechsteinartige ist, in der krystallinische Einsprenglinge liegen (Obsidian- und Pechsteinporphyr), so gehört ein solches Gestein gewissermaassen in die Klasse der halbkrystallinen, mit porphyrartiger Struktur ausgebildeten Gesteine. Aber im Allgemeinen versteht man unter der Grundmasse von Porphyren auch keine eigentlich amorphe Masse. Meist ist dieselbe ein mikrokrystallinisch-körniges Gemenge wohl individualisirter Mineralien, bei denen häufig ganz bestimmte physikalische und chemische Kennzeichen eine sichere Bestimmung zulassen, ein Gemenge, welches dem blossen Auge aber als homogene, nicht zerlegbare Masse erscheint und welches man daher passend mit dem Namen:

Aphanit belegen kann. Der Name Felsit, bei den Franzosen Eurit, der für eine bestimmte, den sog. Felsitporphyren eigenthümliche Grundmasse dieser Art eingeführt ist, bezeichnet ursprünglich schon eine bestimmte mineralische Mischung von Quarz und Feldspath oder wenigstens eine ähnliche; für die Bezeichnung eines blossen Strukturverhältnisses ohne Beziehung auf bestimmte Mineralbestandtheile erscheint daher der Name Aphanit geeigneter. Aphanitische Grundmasse und grössere Krystallindividuen, die darin eingebettet liegen, sind also in ihrem Gegensatze das Charakteristische für die eigentliche Porphyrstruktur. Bei manchen Porphyrgrundmassen von aphanitischem Charakter wird es allerdings auch unter dem Mikroskope schwer, die einzelnen, sie zusammensetzenden Mineralindividuen zu erkennen und zu bestimmen. Diese Art der Grundmasse bezeichnet Zirkel mit dem Namen der mikrofelsitischen; aus demselben Grunde, der uns oben bestimmte, den Namen Aphanit vorzuziehen, insofern es sich lediglich um die Bezeichnung eines Strukturverhältnisses handelt, wählen wir auch hier die Benennung: mikroaphanitische Grundmasse. Ihre mikroskopische Beschaffenheit ist eine durchaus eigenartige, wenn auch vielfach wechselnde. Ihr Charakter ist wesentlich der einer unbestimmten Aggregation noch amorpher und schon wirklich individualisirter Theilchen, die aber so den embryonalen Stadien der krystallinischen Entwicklung angehören, dass sie nicht über Formen, wie sie den Krystalliten eigen, nicht über äusserst unbestimmt faserige und körnige, manchmal kaum über globuliten- oder sphärolithenartige Bildungen hinausgeht. Nicht immer lässt sich die Natur der amorphen Parthien sicher bestimmen, ob es ursprüngliche oder nicht vielleicht secundäre Bildungen sind; im Allgemeinen scheinen schon die Porphyre mit einer solchen mikroaphanitischen Grundmasse selten zu sein, noch seltener solche, in denen die Anwesenheit wirklicher, ursprünglicher Glasmasse zu constatiren ist. Immerhin scheinen ganz allmälige Uebergänge von amorpher, nicht mehr individualisirbarer Grundmasse bis zur echt aphanitischen, mikrokrystallinisch-körnigen hinüber-

zuführen. Wenn hierdurch eine scharfe Abgrenzung der halbkrystallinen Gesteine gegen die krystallinen einerseits und gegen die amorphen andererseits nicht immer möglich erscheint, so ist doch die mikroskopische Beschaffenheit der Grundmassen und die ganze Struktur eine so charakteristische, dass dieselbe wohl in allen Fällen leicht erkannt und darnach das betreffende Gestein den echten Porphyrgesteinen (siehe diese) zugerechnet werden kann.

Die grösseren, krystallinischen oder körnigen Ausscheidungen, die in der Grundmasse erscheinen, können den verschiedensten Mineralien angehören und geben dann dem betreffenden Porphyr den Namen. In diesem Sinne spricht man von Augitporphyr, Quarzporphyr u. A. Jedoch sind häufig mehrere Mineralien gleichzeitig als Einsprenglinge vorhanden, aber auch in diesen Fällen wird meist das eine oder andere überwiegen oder besonders charakteristisch sein und nach diesem müsste dann, wenn nöthig, die Benennung des Gesteines erfolgen.

Das Wort Grundmasse hat in dem hier bei der porphyrischen Struktur damit verbundenen Sinne nur dann gleichzeitig auch die Bedeutung der ursprünglichen Schmelzmasse oder des Gesteinsteiches, des Magma's, aus dem die Herausbildung zum krystallinischen Gesteine erfolgte, wenn dieselbe noch ganz amorph und glasig ist. Bei den aphanitischen Grundmassen aber müssen wir ausserdem noch die Residua des Magma's, die in derselben, wenn auch in verschwindender Masse und nur selten vorhanden sind, von der Grundmasse im blossen Gegensatze zu den Einsprenglingen scharf unterscheiden. Für diese Reste des Magma's ist passend von Zirkel der Name: Gesteinsbasis eingeführt worden. Solche Gesteinsbasis kann sich natürlich auch in nicht porphyrischen Gesteinen finden. In allen Fällen ist der Unterschied zwischen ihr und zwischen Grundmasse im porphyrischen Sinne genau festzuhalten. Gesteinsbasis ist vor allem in den Basalten und Andesiten oft reichlich vorhanden, wo wir dann dieser Unterscheidung noch mehrfach begegnen werden.

Pseudoporphyrische Struktur. Dieselbe ist zwar mit der vorhergehenden nahe verwandt, jedoch immer deutlich von derselben zu trennen. Bei Gesteinen

dieser Art hat man vor allem ebenfalls das Vorhandensein vereinzelt eingesprengter, grösserer Krystalle im Auge, die sich aus der einschliessenden Gesteinsmasse abheben. Diese aber ist keine eigentliche aphanitische Grundmasse, sondern ein makrokrystallines, grob- oder feinkörniges Gemenge, in dem die einzelnen grösseren Krystalle nur als vollkommener entwickelte Mineralien des Gemenges selbst gelten können. Diese Struktur tritt also auf, wenn z. B. im Granit, mit seiner typischen, krystallinisch-körnigen Struktur aus Quarz, Orthoklas und Glimmer vereinzelte Orthoklaskrystalle durch ihre grösseren Dimensionen und wohl ausgebildeten Krystallformen hervortreten, oder wenn in den aus Sanidin und Hornblende bestehenden körnigen Sanidintrachyten grössere Sanidine eingesprengt erscheinen. Der früher für diese Struktur gebrauchte Name „porphyrartig“ scheint den prägnanten Unterschied zwischen dieser und der phorphyrischen Struktur nicht scharf genug auszusprechen, daher die Bezeichnung „pseudoporphyrisch“ dafür eingeführt wird.

Blasige Struktur. Wenn eine Gesteinsmasse den Raum nicht stetig erfüllt, d. h. also grössere und kleinere leere Zwischenräume besitzt, so werden dadurch verschiedene Strukturvariationen bedingt, die im Wesentlichen von der Form, Gestalt und Grösse der Zwischenräume abhängen.

Blasig nennt man ein Gestein, wenn in demselben regelmässig oder unregelmässig gerundete Hohlräume, die sich ihrer ganzen Natur nach als wirkliche Blasenräume charakterisiren, nicht in überwiegender Masse vorhanden sind. Nehmen dieselben aber so überhand, dass zwischen ihnen nur untergeordnete Gesteinsmasse, nur die Wände der Blasenräume bildend, übrig bleibt, so kann man das Gestein als schwammig oder schaumig bezeichnen. Sind endlich die Blasenräume unregelmässig schlauchförmig und vielfach gewunden, so wird die Struktur eine schlackige. Alle drei Strukturvariationen sind also lediglich Modifikationen einer und derselben, mit den genetischen Vorgängen im Zusammenhang stehenden Erscheinung. Sie finden sich vor allem an den Laven und älteren

vulkanischen Gesteinen: Basalten, Melaphyren, und zwar vorzüglich bei solchen basischen, kieselsäurearmen Gesteinen, während sie bei den sauren Gesteinen, Trachyten u. a. weit seltener vorkommt. Jedoch giebt es auch vollkommen blasige Obsidiane, und schaumige Ausbildung ist für die Bimsteine typisch.

Dadurch, dass die Blasenräume eine Streckung in einer Richtung zeigen und mit ihren Längsaxen alle eine parallele Stellung durch das Gestein angenommen haben, tritt auch bei der blasigen Struktur ein Uebergang zur linearparallelen hervor, für die auch hier der Name Fluidalstruktur passend erscheint, dessen oben schon Erwähnung gethan ist. S. 27.

Mandelsteinartige oder Amygdaloidische Struktur. Diese hängt mit der vorhergehenden auf das Engste zusammen, indem sie lediglich dadurch entsteht, dass die ursprünglichen Blasenräume eines Gesteines ganz oder doch grösstentheils mit neugebildeten Mineralien ausgefüllt sind. Da nun diese Ausfüllungen meist die etwas verzogene breit gedrückte, mandelähnliche Gestalt der Blasenräume wiedergeben, so wurde dafür die obige Bezeichnung gewählt. Fallen die Mandeln heraus oder verwittern sie, so entsteht wieder die blasige Struktur. Die Grösse derselben, sowie die Ausfüllungsmineralien sind sehr verschieden. Manche Gesteine zeigen nur eine theilweise Ausfüllung der Blasenräume, so dass sie gewissermaassen zwischen den beiden Strukturen in der Mitte stehen. Die Art und der Grad der Ausfüllung, die Mannigfaltigkeit der oft in regelmässiger Folge nach einander gebildeten ausfüllenden Mineralien bedingen einen grossen Wechsel in der Beschaffenheit der Mandelsteine. Wohl am ausgezeichnetesten tritt dieselbe an manchen Melaphyren auf.

Poröse, zellige, cavernöse, tubulöse Struktur. Diese sind alle wiederum Modificationen einer und derselben Erscheinung, und haben alle gleiche Ursache. Die Gesteine sind ebenfalls von unregelmässigen Hohlräumen durchzogen, die aber keine Blasenräume, sondern grösstentheils durch Auswitterung gewisser Bestandtheile

aus der Gesteinsmasse entstanden sind. Sind diese Hohlräume klein und regelmässig vertheilt, so ist das Gestein porös, sind dieselben etwas grösser, aber regellos und von zerfressenen Wänden begrenzt, so ist die Struktur als zellig, sind die Hohlräume noch grösser, zoll- bis fussgross, so ist sie als cavernös und endlich, wenn dieselben röhrenförmige, oft parallel verlaufende Gestalt haben, als tubulös zu bezeichnen.

Sphäroidale Struktur. Unter dieser Bezeichnung sollen alle Strukturvariationen zusammengefasst werden, die dadurch entstehen, dass alle oder ein Theil der wesentlichen Bestandtheile eines Gesteines zu kugliger Gestalt aggregirt sind. Die innere Struktur dieser Kugeln oder Sphärolithe, wie sie genannt worden sind, ihr Verhältniss zu der umgebenden Gesteinsmasse sowie die Entstehung derselben können hierbei durchaus verschiedenartig sein. Die mehr oder weniger regelmässige Gestalt der einzelnen Kugeln ist zunächst dadurch bedingt, wie sie sich gegenseitig begrenzen. Wenn sie vereinzelt und isolirt in der Gesteinsmasse liegen, sind sie meist recht vollkommen sphäroidal. Die Kugelform wird aber auch dann noch sehr vollkommen erhalten, wenn die kugligen Aggregate fast das ganze Gestein ausmachen und wenn nur noch ein sehr spärliches Zwischenmittel um dieselben herum liegt und sie vereinigt, so dass sie vielfach in unmittelbarer Berührung stehen. In diesen Fällen stören sie häufig gegenseitig ihre regelmässige sphäroidale Ausbildung, so dass sie langgestreckt, abgeplattet, mit unregelmässigen Eindrücken versehen und sehr krummflächig erscheinen. Aber die Grenzen der einzelnen Kügelchen unter sich und gegen die Zwischenmasse hin sind dabei doch immer deutlich ausgeprägt. Die Grösse der Kugeln ist in der Regel nicht sehr bedeutend, meist nicht über Erbsengrösse, jedoch kommen in einzelnen Gesteinen auch solche mit ganz bedeutendem Durchmesser vor, so in den Porphyren und Oolithen Kugeln von einem bis zu mehreren Zoll Grösse.

Die innere Struktur dieser Sphärolithe zeigt bei im Allgemeinen grosser Uebereinstimmung doch mancherlei

Verschiedenartigkeiten. Es ist der seltenere Fall, dass sie eine vollkommen dichte Masse zeigen, die sich erst bei Anwendung stärkerer Vergrösserung als eine Anhäufung nicht individualisirbarer kleiner Körper und Kügelchen ohne irgend eine Andeutung zu krystallinischer Struktur herausstellt. Oft sind auch schon krystallinische Körner regellos zu rundlichen Aggregaten angehäuft und auch in diesem Falle tritt keine eigentliche Struktur derselben hervor. Man kann Aggregate dieser Art wohl mit dem Namen der Cumularsphärolithe belegen. In den meisten Fällen wird aber eine deutlich krystallinische und bestimmt struirte Beschaffenheit auf den Querschnitten solcher Kügelchen sichtbar. Wenn die einzelnen Körner eine radiale Anordnung zeigen, oder wenn stengelige und nadelförmige Mineralindividuen abwechselnd liegend vom Centrum divergirend auseinanderstrahlen, ist die ganze Struktur als radiale und eine solche Kugel als Radialsphärolith zu bezeichnen. Erscheint dagegen die Anordnung der einzelnen Theilchen eine solche, dass eine concentrisch lagenweise Struktur dadurch gebildet wird, so würde man solche Kügelchen Circularsphärolithe nennen können. Scharf treten diese beiden Strukturen für sich nur sehr selten auf; in den meisten Kugeln zeigt sich eine unbestimmte, aus der Combination der beiden Arten der Aggregation hervorgehende, concentrisch-radiale Anordnung der einzelnen Mineraltheilchen. Diese häufigste Art dieser Kugeln dürfte wegen der netzförmigen Querschnitte, die sie zeigen, wohl mit dem Namen Reticularsphärolithe belegt werden. Der innerste Kern der verschiedenen Sphärolithe ist zuweilen eine kleine Höhlung, die dann mit einer fremden Mineralsubstanz erfüllt ist, oder es erscheint die ganze Kugel um einen fremdartigen centralen Körper, einen Krystall, ein winziges Muschelgehäuse etc. herumgruppirt. Jedoch scheint dieser Umstand zu unwesentlich, um darauf eine Unterscheidung der einzelnen Sphärolithe zu begründen, zudem sind auch solche Sphärolithe häufig, die keinerlei derartige centrale Einlagerung erkennen lassen.

Im Allgemeinen pflegt die sphäroidale Struktur nur selten auf grössere Gesteinsmassen sich zu erstrecken, sie kommt vorzüglich an zweierlei Gesteinen von ganz verschiedenem Charakter und jedenfalls durchaus abweichender Entstehung vor und kann hiernach in die eigentlich sphärolithische oder perlitische und in die oolithische oder pisolithische Struktur unterschieden werden, von denen nur die letztere eine grössere Verbreitung besitzt. Die perlitische-sphäroidale Struktur erscheint namentlich in den sog. Perliten, wo oft die Kugeln die ganze Gesteinsmasse bilden, z. B. im Sphärolithfels, auch in Obsidianen und Pechsteinen, sowie besonders noch in manchen Porphyren, Dioriten und sogar Graniten, bei deren Beschreibung ihrer noch Erwähnung gethan werden wird. Die oolithische Struktur, wo stets fast die ganze Gesteinsmasse aus solchen Kügelchen besteht, die durch eine spärliche, feinkörnige oder erdige Masse cämentirt scheinen, kommt besonders bei Kalksteinen und Eisenerzen der Juraformationen vor, deren eine Abtheilung auch den Namen der oolithischen Formation erhalten hat. Auch bei Kalkmergeln der Buntsandsteinformation tritt sie auf, die daher den Namen Rogensteine führen. In der südwestdeutschen Trias kommt auch ein verkieselter Oolith vor, dessen einzelne Hornsteinkügelchen sich unter dem Mikroskope als Abgüsse des inneren Raumes kleiner Conchylien deuten lassen. Im polarisirten Lichte zeigt sich, dass die einzelnen Quarzindividuen stets normal auf der Schaalenfläche stehen und daher nach dem Centrum convergiren. Bei der Besprechung der Genesis solcher Gesteine im dritten Theile wird auf diese Verhältnisse noch zurückgekommen werden. Mit pisolithischer Struktur bezeichnet man die äusserst regelmässige, sehr vollkommen runde und glattflächige Ausbildung der Sphärolithe, wie sie z. B. am Carlsbader Sprudelstein bekannt sind. Seine Kügelchen sind der Struktur nach vorherrschend Circularsphärolithe, wenngleich auch Radial- und häufiger noch Reticularsphärolithe darin vorkommen.

Hierhin gehört auch die variolithische Struk-

tur, die dadurch gebildet wird, dass in einer dichten feinkörnigen, auch wohl schiefrigen Grundmasse rundliche, etwa erbsengrosse Concretionen auftreten, die bisweilen auch die Anfänge einer Struktur zeigen und sich dann den Klassen der Sphärolithe nähern, die aber gegen die Grundmasse hin gar keine scharfe Begrenzung zeigen, sondern innig mit derselben verwachsen sind. Durch Verwitterung treten diese Concretionen auf der Gesteinsoberfläche pockenartig (variolae) hervor. Daher nennt man sie auch Blattersteine. Die variolithischen Grünsteine an der Durance und am Mont Genèvre in den französischen Alpen, sowie die Schaalsteine Nassau's und manche andere Grünsteine zeigen diese Erscheinung am ausgesprochensten. Bei vielen sehen die Concretionen wohl kleinen Mandeln ähnlich, dürfen aber damit nicht verwechselt werden. Bei den Grünsteinen bestehen die Concretionen aus Kalkspath. Diese Kügelchen in den sog. Kalkaphaniten des Harzes zeigen eine grosse Aehnlichkeit mit wirklichen Circularsphärolithen. Es wechseln verschiedene concentrische Lagen von abweichender Beschaffenheit in ihnen ab. Der innerste Kern ist unter dem Mikroskope meist deutlich als krystallinischer Kalk zu erkennen, mit den Spaltungslinien und den Zwillingslamellen, wie dieselben in Marmorarten sichtbar sind, dann folgt eine grüne, durch Chlorit gefärbte körnige Zone, und die äussere Zone gegen die Grundmasse hin ist immer von einer äusserst feinfasrigen Beschaffenheit. Nur höchst selten erscheint darin einmal ein grösseres Kalkspathkorn. Es variirt diese Beschaffenheit, aber im Ganzen doch nur sehr wenig; oft ist die ganze Masse durch Chlorit gefärbt, meist aber gerade die äussere Zone davon frei. Die Erscheinung dieser Variolithe lässt an eine Bildung durch Secretion aus dem Gesteine denken.

Auch die knotigen Concretionen der sog. Knoten- und Fruchtschiefer, sowie manche knotige Kalksteine mögen hier angeführt sein, da sie im Aeusseren sich der sphäroidalen Struktur sehr nähern können.

Von untergeordneter Bedeutung und nur ganz be-

schränktem Vorkommen ist noch die gebänderte oder lagenförmige Struktur. Das Gestein ist aus parallel verlaufenden, ungleichartigen Lagen verschiedener oder wenigstens verschieden gefärbter Mineralaggregate zusammengesetzt. So bestehen manche vulkanische Gesteine aus abwechselnden Lagen von perlitischer, obsidian- oder bimsteinartiger und aphanitischer Beschaffenheit. Dadurch erhalten solche Gesteine ein schieferähnliches oder flasriges Aussehen. Wenn die verschiedenartigen Streifen nicht regelmässig parallel verlaufen, sondern wie ein netzförmiges Flechtwerk durch einander gehen, in dessen Maschen dann Wülste von einer anderen Beschaffenheit inneliegen, so wird diese Struktur als die durchflochtene bezeichnet. Der sog. Kramenzel des rheinischen Schiefergebirges ist ein durchflochtener Thonschiefer mit eingelagerten Kalksteinwülsten.

Strukturvariationen der klastischen Gesteine.

Die Verschiedenartigkeit in der Struktur der klastischen Gesteine wird vorzüglich durch die Grösse der einzelnen Gesteinsbruchstücke bedingt, aber auch die Form und Lage derselben kommen in zweiter Reihe in Betracht.

Nach der Grösse der Bruchstücke lassen sich die klastischen Gesteine nach Naumann am passendsten in drei Arten unterscheiden: solche mit Psephitstruktur, Aggregate grösserer oder kleinerer Steine, solche mit Psammitstruktur oder Sandsteine: Aggregate grober oder feiner Sandkörner, und endlich solche mit Pelitstruktur: schlammähnliche Aggregate staubartig kleiner Körnchen. Es lassen sich hiernach die klastischen Gesteine kurz als Psephite, Psammite und Pelite bezeichnen.

Bei den Psephiten giebt es in Bezug auf die Grösse aufwärts kaum eine Grenze, die einzelnen Bruchstücke sind manchmal ungeheure Felsblöcke. Nach der Form der Bruchstücke aber unterscheiden sich dieselben ganz bestimmt in Conglomerate, in denen die Bruchstücke alle die abgerundete Form von Geschieben und Geröllen zeigen, und in Breccien, in denen die Bruchstücke scharfkantig und eckig sind. Kommen in einem und demselben

Gesteine Bruchstücke beiderlei Art vor, so entscheiden die vorwiegenden.

Die Psammite oder Sandsteine können recht feinkörnig werden; das die Körner verbindende Cäment ist von verschiedener, oft krystallinischer Beschaffenheit. Durch lagenweise Abwechselung in der Beschaffenheit der verkitteten Körner, durch Einschaltung parallel liegender Glimmerlamellen erhält ein Sandstein oft eine ausgesprochene schiefrige Struktur. Es giebt auch Sandsteine, die eine durchaus krystallinische Struktur besitzen, die einzelnen Körner sind alle vollkommene Krystalle von Quarz mit beiderseitiger Ausbildung, so dass die Entscheidung zunächst nicht leicht ist, ob solche überhaupt zu den klastischen Gesteinen gerechnet werden können. Treten in einem solchen Sandsteine einzelne Quarzkrystalle durch ihre grösseren Dimensionen hervor, so entsteht dadurch eine pseudoporphyrische Struktur.

Die Pelite erscheinen ihrer ausserordentlichen Feinkörnigkeit wegen als dichte Gesteine und sind manchmal recht schwer von mikrokrystallinischen Gesteinen zu unterscheiden. Denn auch mikroskopisch ist die Erkennung dieser feinsten klastischen Elemente nicht immer möglich. Der Nachweis eines krystallinischen, aus kohlensaurem Kalke oder auch amorpher Kieselsäure bestehenden Cämentes kann hier verbunden mit allgemein geognostischen Verhältnissen als Fingerzeig über die wirklich klastische Natur solcher Gesteine dienen. Auch bei den Peliten ist eine schiefrige Struktur häufig, ebenfalls bedingt durch eingelagerte parallele Glimmerschüppchen oder durch oscillatorischen Wechsel in der Beschaffenheit der klastischen Elemente. Die ganze Reihe der Thonschiefer, Schieferthone, Thone und Mergel gehört in diese Gruppe.

Schon im Vorhergehenden S. 101 wurde erwähnt, dass die klastischen Elemente nicht in allen Fällen durch ein Bindemittel oder Cäment wieder verkittet sind. Wenn nicht, so stellen sie lose, unzusammenhängende Haufwerke von Trümmern dar, die vielfach von festeren Gesteinslagen durchzogen sind oder allmälig in feste Gesteine

übergehen. Bei dem losen Sand der Dünen, bei allen Gerölleanhäufungen, besonders aber auch bei den vulkanischen Tuffablagerungen und den Aschen- und Lapillischichten kommen diese Verhältnisse vor.

Es muss hier schliesslich noch hervorgehoben werden, dass bei einem und demselben Gesteine, welche Grundstruktur es auch besitzen mag, zwei oder mehrere der beschriebenen Strukturvariationen gleichzeitig auftreten können, sowie dass mannigfache Uebergänge eine Reihe von Zwischengliedern zwischen je zwei derselben bewirken können.

2. Tektonik der Gesteine.

Die äusseren Formverhältnisse eines Gesteines sind bedingt durch die Begrenzungsflächen, die an demselben auftreten. Diese sind entweder Begrenzungsflächen des Gesteines gegen andere gleichartige oder verschiedene Gesteine hin: dann bedingen sie die Lagerungsformen, oder es sind Begrenzungen der einzelnen Theile eines und desselben Gesteines gegen einander, diese geben die Absonderungsformen, oder endlich es sind die Flächen, mit denen ein Gestein gegen die als oberste Hülle der Erdkugel anzusehende Athmosphäre grenzt, in ihnen sprechen sich die Oberflächen- oder Reliefformen aus. Diese drei Arten der Begrenzungsverhältnisse gestalten sich aber von vorneherein verschieden, je nachdem die beiden mit der inneren Morphologie: der Struktur der Gesteine, im unmittelbaren Zusammenhang stehenden Grundformen vorhanden sind.

Ganz analog wie wir eine richtungslose oder Massivstruktur von einer schiefrigen oder parallelflächigen Struktur unterschieden haben, können wir als Grundlage für den Unterschied in der Tektonik der Gesteine die Unterscheidung in parallelflächig aufgebaute: geschichtete oder in richtungslos aufgebaute: massige Gesteine festhalten. Der Unterschied zwischen massigen und geschichteten Gesteinen ist ein so in die Augen fallender und durchgreifender, und steht fast in allen Fällen mit der

Genesis der Gesteine in so unmittelbarer, enger Beziehung, dass darin auch der Ausgangspunkt für eine natürliche Classification der Gesteine gesucht werden muss, wie sie später gegeben werden soll. Die Formverhältnisse der geschichteten und massigen Gesteine müssen gesondert betrachtet werden, da sie durchaus verschiedenartig sind. Allerdings können untergeordnet wohl auch gemeinsame tektonische Verhältnisse vorkommen, also z. B. massige Gesteine doch zuweilen eine Art von Schichtung, bedingt durch Schieferung, erkennen lassen u. a. Verhältnisse dieser Art, die mit Strukturvariationen in Verbindung stehen. Aber bei der ausgesprochenen Verschiedenartigkeit der beiden Gruppen sind das immer nur Ausnahmen.

Geschichtete Gesteine.

1. Lagerungsformen.

Das Charakteristische eines geschichteten Gesteins besteht in dem parallelflächigen Aufbau seiner einzelnen Theile oder in der parallelflächigen Begrenzung der einzelnen Gesteinsmasse. Eine Schicht (couche, strate) nennt man daher eine plattenförmige, von parallelen Flächen begrenzte Gesteinsmasse, deren horizontale Ausdehnung (Erstreckung) bedeutend über die vertikalen Dimensionen (Dicke, Mächtigkeit) überwiegt. Mehrere solcher Parallelmassen mit einander in gleicher Lage verbunden, bilden ein Schichtensystem (assise, stratum). Den Aufbau einer grösseren Gesteinsmasse aus solchen Schichten nennt man Schichtung (stratification). Die Begrenzungsflächen einer Schicht heissen Schichtungsflächen, die Oberfläche heisst das Dach oder die hangende Fläche (toit, hanging wall), die Unterfläche die Sohle oder liegende Fläche (mur, foot wall). Mächtigkeit (puissance, thikness) ist der rechtwinklige Abstand zwischen Dach und Sohle, dieselbe ist durchaus variabel, von Papierdünne bis zu vielen Hunderten von Fussen wachsend, oft in einer und derselben Schicht bedeutenden Schwankungen unterworfen. Die Begrenzung einer Schicht in der Richtung ihrer Erstreckung, die nicht immer auch die horizon-

tale zu sein braucht, geschieht entweder durch Abstossen gegen andere Gesteinsmassen, durch allmäliges gänzliches Verschwinden der Mächtigkeit: Auskeilen, oder dadurch, dass sie an die Oberfläche der Erde tritt: zu Tage geht. Die Lage einer Schicht ist für ihre Beziehungen zum geognostischen Baue der ganzen Erdrinde von ganz besonderer Bedeutung. Von der mathematischen Ebene ausgehend können wir sagen, dass die Lage einer Schicht, diese als Ebene aufgefasst, bestimmt ist, wenn uns die Lage zweier in ihr liegender gerader Linien bekannt ist. Als eine dieser Linien wählen wir die Linie der grössten Neigung gegen den Horizont: die Falllinie, als zweite die darauf in der Ebene der Schichtungsfläche errichtete Senkrechte, welche uns die Lage der Ebene gegen den Meridian ausdrückt: die Streichlinie. Das Einfallen einer Schicht (inclinaison, dip) ergiebt sich als Neigungswinkel der Falllinie gegen die Horizontale vermittelst eines Lothes, das Streichen (direction, strike) als den Winkel, den die Streichlinie mit dem Meridiane bildet, erhalten wir durch den Compass. Ist das Einfallen einer Schicht unter gleichzeitiger genauer Angabe der Himmelsrichtung gefunden, nach der sie einschiesst, so ergiebt sich daraus das Streichen von selbst, da es von der Fallrichtung immer um 90° abweicht, und die Lage einer Schicht ist sonach vollständig bestimmt. In Bezug auf das Einfallen können die Schichten entweder horizontal, geneigt, vertikal oder auch übergekippt erscheinen. Im letzteren Falle erscheint das unterste der Schicht nach oben gekehrt, Hangendes und Liegendes also vertauscht, eine Stellung, die natürlich nicht aus dem blossen Neigungswinkel, sondern nur aus andern, geognostischen Verhältnissen erkannt werden kann. In Bezug auf das Streichen sind alle möglichen Fälle in der Natur vorhanden.

Wenn wir von der Horizontalität einer Schicht, als ihrer ursprünglichen Lage ausgehen, so finden sich also alle geneigten, vertikalen und übergekippten Schichten oder Schichtensysteme nicht mehr in dieser ursprünglichen Stellung, d. h. sie sind in ihrer Lage gestört. Von den

genetischen Verhältnissen, die hierbei mitgewirkt haben, über die aber erst im geologischen Theile eingehender gesprochen werden soll, ausgehend, nennt man alle solche Abweichungen aus der ursprünglichen horizontalen Lage der verschiedensten Art: Störungen des Schichtenbaues (Dislocation).

Störungen im Schichtenbau. Bei geneigter oder vertikaler Stellung der Schichten können sehr verschiedene Verhältnisse vorkommen. Die Schichten können ebenflächig ausgebildet sein, und das gilt besonders auch für horizontal liegende, d. h. die Begrenzungsflächen stellen mehr oder weniger vollkommene Ebenen dar, oder die Schichten sind gebogen und ihre Begrenzungsflächen vielfach gestaltete, krumme Flächen.

Bei gebogenen Schichten können die Biegungen einmal eine Aenderung im Streichen, das andere Mal einen Wechsel im Einfallen und endlich gleichzeitig eine Verschiedenheit beider zur Folge haben. Der erste dieser Fälle tritt ein, wenn eine geneigt oder vertikal stehende Schicht bei vollkommen gleichbleibender Neigung in allen ihren Theilen fortwährend eine andere Streichrichtung zeigt. Biegt sie sich immer nach der gleichen Richtung um, ändert sich also ihr Streichen immer in dem gleichen Sinne, so läuft eine solche Schicht kreis- oder bogenförmig in sich zurück. Diese Schichtenstellung bezeichnet man daher als umlaufenden Schichtenbau. Aendert sich dagegen die Streichlinie einer Schicht in abwechselnd verschiedenem Sinne, so wird ihr Streichen durch eine wellen- oder zickzackförmige Linie ausgedrückt. In ganz gleicher Weise beschreibt im zweiten der oben aufgestellten Fälle die Falllinie einen mehr oder weniger umlaufenden, zuweilen fast ganz in sich zurücklaufenden Bogen, wenn das Einfallen stetig ab- oder zunimmt; wenn dagegen grössere und geringere Neigung einer Schicht regellos wechseln, so wird die Falllinie gleichfalls eine wellen- oder zickzackförmig gestaltete. Die Formen der Falllinie werden auf die Fallebene, die in der Falllinie senkrecht auf der Schichtenebene steht, die Formen der Streichlinien auf eine horizontale Ebene projicirt (Profil

und Grundriss), um hierdurch die Verhältnisse der Schichtenlage darzustellen.

Wo eine Schicht gleichzeitig im Fallen und Streichen sich ändert und umbiegt — der dritte angenommene Fall — da erhalten wir also, sowohl im Profil, als auch im Grundriss, gebogene, zum Theil oder ganz in sich zurücklaufende oder wellen- und zickzackförmige Projektionslinien. Das findet in den meisten Fällen Statt und die combinirte Ausbildung dieser Verhältnisse ergiebt die sog. Sattel- und Muldenformen. Eine vollkommen geschlossene Mulde (bateau, valley) nennt man eine becken- oder kahnförmige Schichtenstellung; einen Sattel (voute, ridge) einen umgekehrt kahn- oder kuppelartigen Schichtenbau. Selten erscheinen Mulden und Sättel aber vollkommen geschlossen, so dass eine Schicht ganz umlaufend in sich zurückkehrt. In der Regel biegt sie vorher im entgegengesetzten Sinne um und dann schliesst sich an den Sattel eine Mulde an; dabei wird der Uebergang gewöhnlich durch einen mehr oder weniger lange fortsetzenden geradlinigen Verlauf der Schicht vermittelt. Diese geradlinigen Seitentheile eines Sattels oder einer Mulde heissen die Flügel, die umbiegenden Theile: die Wendungen derselben. Die Muldenlinie verbindet die tiefsten, die Sattellinie die höchsten Punkte solcher Schichten (ridge or valley line, anticlinal axis). Auch bei diesen kann man, wie bei der Schicht selbst, von Einfallen und Streichen reden. Nach der Wendung zu hebt die Muldenlinie natürlich immer aus, die Sattellinie fällt ab. Die Mulden- und Sattelwendungen sind nicht immer allmälig gebogen, sondern oft plötzlich und scharf umgeknickt, dann entstehen in den Profilen und Grundrissen die erwähnten Zickzacklinien, die bei geradlinig verlaufenden Flügeln dann überhaupt keine eigentliche Krümmung mehr erkennen lassen.

Das Einfallen der beiden Flügel einer Mulde oder eines Sattels ist natürlich eigentlich ein entgegengesetztes: die Schichten fallen in einer Mulde einander zu, sind synklin, in einem Sattel fallen sie von einander ab, sind antiklin. So kann man nun auch von synklinen und an-

tiklinen Schichten sprechen, wenn dieselben nicht als zusammengehörige Flügel einer und derselben Mulde oder eines Sattels auf einander bezogen werden können, sondern nur die entsprechende Stellung gegen einander zeigen. Es kann jedoch auch vorkommen, dass bei einer schiefen Stellung der ganzen Mulde oder des Sattels die beiden Flügel ein gleichsinniges Einfallen besitzen: dann nennt man sie heteroklin. In diesem Falle muss selbstverständlich der eine Flügel eine übergekippte Stellung besitzen.

Alles, was von diesen Verhältnissen der Mulden- und Sattelstellungen für eine einzelne Schicht gilt, das findet geradeso Anwendung auf ein Schichtensystem, und in der Regel sind die Sättel und Mulden aus vielen parallelen und durchaus conform verlaufenden Schichten aufgebaut. Nur der fächerförmige Schichtenbau weicht davon in etwa ab, indem die inneren Schichten eines Sattels oder einer Mulde bei diesem gewissermassen als steiler geneigte Mittelglieder zwischen den beiden Flügeln stehen.

Der Mulden- und Sattelbau umfasst oft Schichtensysteme von grosser Ausdehnung und setzt über ganze Gebirge mit einer gewissen Regelmässigkeit fort. Allerdings sind dann in dem Schichtenverlaufe oft gewisse Lücken entstanden, deren Ergänzung aus dem vorhandenen Theil des ganzen Baues geschehen muss. Die Köpfe der Sättel fehlen oder sind nicht sichtbar, Mulden sind in ihren tiefsten Theilen nicht erschlossen, der Verlauf eines der beiden Flügel ist nicht zu verfolgen u. dergl. mehr. Luft-Sättel und -Mulden nennt man die Construktionen, die man in Profilen und Grundrissen auszuführen hat, um für solche getrennte Theile eines Schichtenbaues ihre Zusammengehörigkeit nachzuweisen.

Aber nicht nur im Grossen, auch in den kleineren Dimensionen einer einzelnen Schicht lassen sich die verschiedenartigen Verhältnisse solcher vielfach gebogenen, geknickten und gefalteten Schichten erkennen. Sie werden dann häufig so regellos, mannichfach durcheinander gewunden und wirklich verworren, dass sich in solchen Windungen und Drehungen die Regelmässigkeit der sattel-

und muldenförmigen Biegungen kaum mehr wieder erkennen und entwirren lässt.

Während in den bis jetzt erörterten Verhältnissen eine parallele Begrenzung und Verknüpfung der Schichten vorausgesetzt wurde, können aber die Schichten auch gegeneinander unter allen möglichen Winkeln geneigt sein. Nennen wir die erste Art der Schichtenverbindung eine concordante Lagerung, so können wir die andere als discordant bezeichnen. In diesen Verschiedenheiten des Lagerverbandes ist das wichtigste Mittel für die relative Altersbestimmung der Gebirge geboten; die concordante Lagerung ist der Ausdruck räumlich und zeitlich stetiger, ungestörter Bildungsvorgänge, die discordante Lagerung ist bedingt durch räumliche und zeitliche Unterbrechungen. Der Zeitraum solcher Unterbrechungen, denen die Ausbildung der discordanten Stellung angehört, lässt sich nach dem relativen Alter der einschliessenden ungestörten und gestörten Schichten bestimmen. Für die Petrographie finden diese Mittel nur untergeordnete Verwendung.

Die concordante Lagerung der Schichten ermöglicht verschiedene Verhältnisse in der Begrenzung derselben gegen einander. Das Gestein der einen Schicht kann scharf und geradflächig gegen das einer auf- oder unterliegenden Schicht abschneiden, so dass eine deutliche Scheidungskluft oder sogar eine verschiedenartige trennende Zwischenmasse vorhanden ist. Es können aber auch ganz allmälige Uebergänge des einen Gesteines in das andere stattfinden, so dass ihre Grenze manchmal schwer zu ziehen ist. Das Vorkommen einer häufig wiederholten Wechsellagerung zweier Gesteine ist nicht selten, bemerkenswerth ist hierbei die dann zuweilen fingerartig in einander übergreifende und beiderseitig sich auskeilende Wechselstellung der Schichten. Auf den Begrenzungsflächen der in concordantem Lagerverbande stehenden Schichten lassen sich wohl noch besondere Vorkommnisse beobachten, die für die zu ermittelnde Lage einer Schicht, besonders wenn es sich um die Frage einer übergekippten Stellung handelt, von grosser Bedeutung sein können:

dahin gehören z. B. Regentropfenspuren auf der Unterfläche einer Schicht, Eindrücke von Thierfährten u. dergl. mehr.

Die Begrenzungsverhältnisse discordant gelagerter Schichten können sehr verschiedenartig sein. Das Maximum der Discordanz ist erreicht, wenn die Neigung der Schichten um 90° von einander abweicht, wenn also z. B. ein vertikal stehendes Schichtensystem von horizontalen Schichten bedeckt wird. Bei der Beurtheilung aller dieser Erscheinungen kommt es um so mehr darauf an, die Begrenzungsorte genau zu untersuchen, da oft an einer und derselben Schicht verschiedene Neigungsgrade vorkommen und so scheinbare Concordanz und Discordanz abwechselnd hervortreten können. Für die Begrenzungen der discordanten Schichten kommen auch die schon oben erwähnten Verhältnisse des Abstossens und Auskeilens gegen einander in Betracht.

Alle diese Einzelheiten des Schichtenbaues treten fast nie auf grösseren Gebieten in ununterbrochener, ungestörter Anordnung auf. Meistens zeigen die einzelnen Theile einer Schicht oder eines Schichtensystemes sich in ihrem Zusammenhange derartig unterbrochen, dass sie eine Verschiebung gegen einander erkennen lassen. Hierdurch sind die früher in Continuität liegenden Theile nunmehr auseinander geschoben und befinden sich in einer relativ höheren oder tieferen Lage gegen einander. Auf- und abwärts gerichtete Bewegung des einen oder gleichzeitig beider gegen einander verschobenen Theile sind dazu die Veranlassung gewesen. Man belegt solche Erscheinungen mit dem Namen: Dislokationen, Verwerfungen, Ueberschiebungen oder allgemein Sprünge. Den in allen Fällen vorhandenen leeren oder wieder erfüllten Raum, den die einander zugekehrten Seiten der getrennten Schichtentheile einschliessen, der gewissermassen die Bahn der stattgehabten Dislokation ist, nennt man die Sprungkluft oder die Verwerfungsspalte (fault, faille). Der senkrechte Abstand der beiden auseinander geschobenen Theile heisst: saigere Sprunghöhe, der Abstand derselben längs der verwerfenden Kluft gemessen: die flache Sprung-

höhe. Die gegenseitigen Verhältnisse von Fallen und Streichen zwischen der verwerfenden Schicht und der Sprungkluft, sowie der Unterschied zwischen solchen Dislokationen, bei denen der im Hangenden der Sprungkluft befindliche Theil der Schichten höher oder tiefer liegt, als der im Liegenden befindliche Theil, bedingen eine ganze Reihe von Formverschiedenheiten, die sich am einfachsten in dem folgenden Schema übersehen lassen.

Dislokationen.

Verwerfungen.

Der hangende Theil liegt tiefer.

1. Streichende. Kluft und Schichten haben gleiches Streichen. a. Rechtsinnig. Einfallen von Kluft und Schichten nach derselben Richtung. b. Widersinnig. Einfallen nach entgegengesetzter Richtung.	2. Querschlägige. Streichrichtung v. Kluft und Schichten stehen auf einander senkrecht.	3. Spiesseckige. Die Streichrichtungen schneiden sich unter spitzem Winkel. a. Rechtsinnig. b. Widersinnig.

Ueberschiebungen.

Der hangende Theil liegt höher.

1. Streichende. a. rechtsinnig. b. widersinnig.	2. Querschlägige.	3. Spiesseckige. a. rechtsinnig. b. widersinnig.

Saigersprünge.

Die Sprungkluft steht senkrecht, der Unterschied von Hangendem und Liegendem fällt daher fort.

1. Streichende. Verschieden, je nachdem die Schichten horizontal oder geneigt sind.	2. Querschlägige.	3. Spiesseckige.

Nach den in diesem Schema ausgedrückten Möglichkeiten wird es leicht werden, die bei jeder einzelnen der Erscheinungen vorkommenden Verhältnisse durch einfache Profil- und Grundrissconstruktionen sich klar zu machen. Verwerfungen und Ueberschiebungen sind weitaus häufiger, als Saigersprünge, diese kommen wohl nur als lokale Abweichungen vor, indem eine Kluft mit variabeler

Neigung auch an einigen Stellen als vollkommen senkrecht erscheinen kann. Die häufigsten von allen sind die rechtsinnig-fallenden, spiesseckigen Verwerfungen und Ueberschiebungen. Die meisten bekannten grösseren Dislokationen gehören dieser Art an. Die Sprunghöhe ist sehr verschieden und beträgt bei manchen Verwerfungen über hundert Meter. Die besten Beispiele für die verschiedenen Arten und die Grossartigkeit der Dislokationen sind durch den Bergbau in den Steinkohlenbecken erschlossen worden.

2. Absonderungsformen.

Die Absonderungsformen der geschichteten Gesteine sind im Allgemeinen zunächst bedingt durch die parallele Begrenzung der Schichten, die Schieferung geht der Schichtung in den meisten Fällen parallel und kann dann als eine sehr feinplattige Schichtung angesehen werden. Aber ausser dieser kommen auch Absonderungsflächen in den Gesteinen vor, die zu den Parallelflächen der Schichtung transversal gerichtet sind. Es setzen parallele Absonderungsflächen schräg durch eine Schicht hindurch, oder was allerdings wohl häufiger der Fall ist, sie stehen senkrecht auf der Schichtung und bedingen dann eine regelmässige, plattenförmige Absonderung. Sind ausser den Schichtungsflächen noch zwei solcher rechtwinklig sich durchschneidenden transversalen Absonderungsflächen vorhanden, so scheint das ganze Gestein in lauter parallelepipedische Theile zerlegt. Gewissermaassen im kleinsten Maassstabe zeigen sich dieselben in den Griffeln der Dachschiefer, wo sie durch die neben der echten Schieferung noch hindurchsetzende, oft über weite Gebiete mit ausgezeichneter Constanz der Richtung verbreitete sog. transversale oder falsche Schieferung bewirkt werden. Das Erkennen der Schichtung ist in diesen Schiefern sehr schwer, da sie nicht direkt aus der Schieferung erkannt werden kann, sondern erst aus anderen Verhältnissen bestimmt werden muss. Von der Schichtung ist diese falsche Schieferung durchaus unabhängig, so dass sie ohne Rücksicht auf die Stellung der Schichten und auf die viel-

fachen Dislokationsverhältnisse und Störungen im Schichtenbau durch ganze Gebirge mit gleichem Streichen und Fallen hindurchsetzt, mögen die Schichten eine grössere oder geringere Neigung zeigen und mögen sie zu Sätteln und Mulden verbogen scheinen oder nicht. Nur das Streichen der Schieferung und Schichtung ist dasselbe. Wo die Schiefer mit anderen Gesteinen wechsellagern, pflegt wohl an Stelle der transversalen Schieferung in diesen letzteren eine gleichsinnige transversale Absonderung in grössere Stücke aufzutreten. Ueber die Ursachen dieser Erscheinung und den wahrscheinlichen Causalnexus mit den Ursachen der Dislokationen muss auf den geologischen Theil verwiesen werden.

Haben die einzelnen Absonderungen eine ansehnliche Grösse, so bezeichnet man sie als Quadern. Bei den mächtig geschichteten Sandsteinen und Kalksteinen kommt diese Form der Absonderung besonders ausgezeichnet vor und der so verbreitete Sandstein der Kreideformation wird wegen dieser Eigenthümlichkeit als Quadersandstein besonders aufgeführt, davon die ganze Formation auch wohl als Quaderformation bezeichnet wurde. Durch eine Combination von Schichtung mit transversaler Absonderung kommen auch säulenförmige, prismatische Formen vor. Regelmässig säulenförmige Absonderungen in geschichteten Gesteinen sind oft durch die Einwirkung übergelagerter vulkanischer Gesteine entstanden, so z. B. die zierliche, in sehr scharfe, aber nur wenige Zoll hohe und nur bis zu einem Zoll dicke Prismen zerfallende Gliederung von Süsswasserkalk, der von Basalt bedeckt wird, am Mont Gergovia bei Clermont in der Auvergne. Setzen Absonderungsflächen ganz regellos durch ein geschichtetes Gestein hindurch, so entstehen dadurch die vielgestaltigsten, polyëdrischen Gesteinsstücke.

3. Reliefformen.

Auch die Formen, unter denen uns an der Erdoberfläche die geschichteten Gesteine entgegentreten, sind in den meisten Fällen durch die Schichtung selbst bedingt. Wie sich in den gebogenen Schichten Sättel und Mulden

abwechseln, so entsprechen auch wellenförmige, zusammenhängende Gebirge mit gleichem Streichen der Kamm- und Thallinie wohl einem solchen inneren Baue. Die trefflichsten Beispiele dafür finden sich in dem Gebirgsbaue der Alpen und des Jura. Die geschichteten Gesteine erscheinen auch als decken- oder plateauförmige Auflagerung oder bilden kuppenartige Aufragungen. Diese werden entweder gebildet, indem eine Schicht über einer unterliegenden auffallenden Erhöhung mit dieser conform gelagert ist, oder dadurch, dass durch Zerstörung und Wegführung des grössten Theiles eines deckenförmigen Schichtensystemes nur eine oder mehrere solche aufragende Kuppen übrig geblieben sind. So können auch regelmässige Kegelberge aus geschichteten Gesteinen bestehen, so z. B. der aus der Ebene isolirt aufragende Thurmberg bei Danzig u. A. Eine stromartige Lagerung geschichteter Gesteine kommt allerdings nur bei einem einzigen Gesteine vor, welches wir zu den geschichteten rechnen können, dem Eise in den Gletschern.

Die Oberflächenformen, wie sie sich wesentlich an einzelnen Gesteinsfelsen erkennen lassen, und zu der Vielgestaltigkeit und malerischen Schönheit einer Gegend besonders beitragen, sind ausserordentlich verschieden, aber dennoch stehen sie im Zusammenhange mit den Schichtungs- und Absonderungsverhältnissen. Die eigenthümlichen Formen, in der die Quadersandsteine aufragen, treppenförmig pyramidale Bauten, die Felswände der Buntsandsteine mit ihren derben und Ruinen gleichenden Thürmen, Obelisken und Pfeilern, die bröckliche, aus einem Haufwerk von Griffeln bestehenden Abhänge der Schiefergebirge, die grotesken Formen mancher Kalksteine und besonders der Dolomite, die senkrecht aufstrebenden Felsen von mächtiger, mauergleicher Gestalt, wie sie die Kreide zeigt, sind alle so übereinstimmend in den verschiedensten geographischen Theilen der Erdoberfläche, dass man an solchen Formen wohl ein Gestein zu erkennen vermag. Ausser den Schichtungs- und Absonderungsrichtungen, die in den Gesteinen vorhanden waren und welche zunächst alle diese Einzelheiten ihrer Oberflächen-

gestaltung bedingen, spielt aber auch die verschiedene Verwitterbarkeit der Gesteine eine bedeutende Rolle bei diesen Bildungen.

Massige Gesteine.

1. Lagerungsformen.

Während der Charakter der Lagerungsformen der geschichteten Gesteine oder der Schichtung vorzüglich in der parallelflächigen Begrenzung der einzelnen Schicht und in der parallelen Verknüpfung vieler Schichten durch vielfältige Ueber- und Wechsellagerung besteht, ist die massige Gesteinstektonik durch die unregelmässige Begrenzung und durch das unregelmässige Hindurchsetzen durch andere Gesteine: durch die sog. durchgreifende Lagerung charakterisirt. Während bei den geschichteten Gesteinen die Begrenzungsflächen gegen einander wenigstens nach einer Seite hin immer das Produkt der Schicht selbst sind, die sie begrenzen, sind dieselben bei den massigen Gesteinen in den meisten Fällen bedingt durch die diesen zugekehrten Flächen derjenigen anderen Gesteine, in denen ein massiges Gestein auftritt. Jedoch kommen auch bei den letzteren Fälle der ersteren Art vor.

Die parallelflächige Verknüpfung tafelartig ausgebildeter, also schichtenähnlicher massiger Gesteine ist der seltenste Fall ihres Baues, wenngleich er nicht vereinzelt ist. Die Systeme übereinander gelagerter Lava- und Tuffschichten, z. B. an der Monte Somma, am Vesuv, im Val del Bove, am Aetna, die in zahlreichen Schichten über einander aufgehäuften, in regelmässigem Parallelismus oft mit sedimentären Zwischenschichten von Thon, Geröllen etc. abwechselnden basaltischen Gesteine auf Island, können dafür als Beispiele dienen. Auch erscheinen massige Gesteine regelmässig in ein Schichtensystem eingeschaltet, so dass sie scheinbar eine vollständige Uebereinstimmung der Lagerung mit den Schichten zeigen. Wenn sie in ununterbrochener Ausdehnung durch einen grossen Theil des Schichtensystemes fortsetzen, heissen sie Lager, wenn sie eine geringere Ausdehnung gegen eine verhältniss-

mässig hohe Mächtigkeit zeigen: Lagerstöcke. Aber sowohl die Schichten massiger Gesteine, als auch ihre Lager und Lagerstöcke, unterscheiden sich von den wirklichen geschichteten Gesteinen durch einen sehr wesentlichen Punkt. Alle stehen mit einer irgendwo den Schichten durchgreifend eingelagerten Gesteinsmasse der gleichen Art in Verbindung, so dass sie nur als die schichtenähnlichen Endigungen oder Ausläufer in Wirklichkeit durchaus ungeschichteter Gesteinsmassen anzusehen sind. Auch dort, wo dieser deutliche Zusammenhang nicht mehr unmittelbar zu erkennen ist, lässt sich mit Bestimmtheit annehmen, dass er entweder nur nicht erschlossen oder aber durch spätere Zerstörung verloren gegangen sein wird. Und so kann man ganz im Allgemeinen die durchgreifende Lagerung als die charakteristische für die massigen Gesteine bezeichnen. Die gangartige Form ist aber hinwiederum die häufigste Art solcher durchgreifenden Lagerung.

Gänge. Gänge (filons, veins) sind mehr oder weniger regelmässig begrenzte, vollkommen oder unvollkommen plattenartig ausgebildete, d. h. eine vorherrschende Erstreckung zeigende Gesteins- oder Mineralmassen, die durch andere Gesteinsmassen unter verschiedenen Winkeln hindurchsetzen. Für die Lage und Ausdehnung der Gänge dienen dieselben Bezeichnungen, wie sie bei den Schichten gebräuchlich sind: Streichen, Einfallen und Mächtigkeit werden in der gleichen Weise bestimmt. Die Begrenzungsflächen, hier auch Salbänder (salbande, selvage) genannt, unterscheidet man gleichfalls als Hangendes und Liegendes. Jedoch sind diese nur in selteneren Fällen so vollkommen ebene Flächen, wie sie bei den Schichten als Begrenzung vorkommen, dieselben sind im Gegentheil meistens gekrümmt, aus- und einwärts gebogen, oft mit Zerbröckelung des Nebengesteines, und überhaupt sehr verschiedenartig und regellos gestaltet. Häufig gehen von den Grenzflächen eines Ganges Ausläufer und Verzweigungen, sog. Apophysen aus, die in das Nebengestein regellos eindringen oder sich zwischen die Fugen der Schichten diesen conform einschalten. Hierdurch

wird also schon eine der Schichtung ähnliche Tektonik bewirkt, wie sie oben angeführt wurde. Diese Apophysen haben selbst wieder die vielfachsten Formen und sind oft so zahlreich, dass das Nebengestein von ihnen gleichsam wie durchflochten erscheinen kann. Dabei wird dieses aufgespalten und zersprengt, zerstückelt und zermalmt, die Wände desselben zerrieben, geglättet und gefurcht und solche Erscheinungen einer mechanischen Einwirkung mehr. In ihrem Verlaufe zeigen die Gänge gleichfalls eine Reihe von Unregelmässigkeiten, wie sie bei den Schichten gar nicht oder nur in weit geringerem Maasse vorzukommen pflegen. Ein Gang erbreitert sich oder verschmälert sich in seiner Mächtigkeit, oft verschwindet er ganz, verdrückt sich oder keilt sich aus. Er spaltet sich in zwei getrennte Gänge: er gabelt sich, oder er zertheilt sich in mehrere kleine Arme: Trümmer, er zertrümmert sich. Solche Gabelung und Zertrümmerung kann im weiteren Verlaufe sich wieder zu einer Gangmasse zusammenfügen, sich schaaren, der Kreuzpunkt, wo dieses geschieht, heisst: Schaarkreuz. Gänge kommen häufig zu mehreren, oft in grosser Zahl bei einander vor, dadurch werden die verschiedenartigsten Wechselbeziehungen derselben untereinander möglich. Sie können sich durchschneiden oder parallel verlaufen und sich schaaren. Auch die oben für die Schichten besprochenen Erscheinungen der Dislokationen kommen in mannichfacher Weise an ihnen vor. Dabei spielt der eine Gang dem anderen gegenüber die Rolle der verwerfenden Kluft. Die Erscheinung des Durchsetzens des einen Ganges durch einen anderen ist ebenfalls von geologischem Werthe, da hierdurch wiederum die relative Altersbestimmung der betreffenden, die Gänge bildenden Gesteine ermöglicht wird. Der durchsetzende, verwerfende Gang muss nothwendig später gebildet, jünger sein, als der durchsetzte, der verworfene.

Durch die Häufigkeit des Auftretens von Gängen in manchen Gebieten erscheinen die dasselbe zusammensetzenden Gesteinsmassen wie von einem vollständigen Netzwerke anderer Gesteinsmassen durchdrungen. So

lassen sich oft an einer und derselben Felswand alle die angeführten Gangverhältnisse und ihre gegenseitigen Dislokationen studieren.

Die Mächtigkeit und Erstreckung der Gänge zeigen grosse Verschiedenheiten. Sie können oft nicht dicker sein, als eine Papierlage oder aber bis zu einer Mächtigkeit von vielen, von über 100 Meter anwachsen. Dabei setzen sie manchmal über mehrere Meilen fort und durch eine ganze Reihe verschiedenartig zusammengesetzter Schichten hindurch.

Nach den Mineralmassen, welche die Gänge bilden, unterscheidet man Gebirgsgänge (dikes) oder Mineralgänge (veins), von denen für die Petrographie die ersteren natürlich die grössere Bedeutung haben. Als Gangstöcke bezeichnet man solche gangartigen Gesteinsmassen, welche bei geringerer Längenerstreckung eine grosse Mächtigkeit besitzen, wobei die Unregelmässigkeiten ihrer äusseren Begrenzungsflächen die verschiedenartigsten Gestalten derselben bedingen. Diese Gangstöcke bilden den Uebergang zwischen den Gängen und den eigentlichen Stöcken.

Stöcke (amas, typhon). Diese sind durchaus regellose Massen von meist sehr bedeutenden Dimensionen, aber ohne irgend eine sehr hervortretende Erstreckung in einer Richtung, die dem Nebengestein durchgreifend eingelagert erscheinen. Um das Gigantische ihrer Dimensionen und das Ungeschlachte ihrer regellosen Formen auszudrücken, hat man sie mit dem Namen: Typhon oder typhonische Stöcke belegt. Oft zeigen sie rundflächige Contouren, riesige Linsen oder Ellipsoide, oft eine mehr geradflächige Keilform mit scharfen aus- und einspringenden Winkeln. Auch von ihren Grenzen aus laufen Apophysen in das Nebengestein über, und in Bezug auf diese Erscheinungen gilt das Gleiche, was bei den Gängen gesagt wurde. Wenn mehrere solcher Stöcke in einem Gebiete auftreten, zeigen sie zuweilen eine gewisse reihenweise Anordnung in einer Richtung hintereinander oder auch wohl eine radiale Stellung zu einem grösseren centralen Stocke.

Die Dimensionen solcher Stöcke sind oft ganz ausserordentlich bedeutend, so dass sie in der Länge und Breite nach Meilen gemessen werden können, gehen dann aber auch herunter bis zu Durchmessern von 1000 und noch weniger Fuss.

2. Absonderungsformen.

Eine plattenförmige Absonderung, ähnlich der bei geschichteten Gesteinen häufig vorkommenden, findet sich auch bei massigen Gebirgsgliedern. Allerdings ist der Unterschied sogleich hervorzuheben, dass bei den Schichten diese Absonderung eine weit grössere Regelmässigkeit und Stetigkeit zeigt, und die eine Begrenzungsrichtung durch die Schichtung selbst bedingt wird, während bei den massigen Gesteinen die Begrenzungsflächen der Platten in keiner Beziehung zu den durch die Lagerungsformen bedingten äusseren Contouren stehen. Die plattenförmige Absonderung erscheint ebenflächig oder krummflächig, auch krummschaalig, die Dimensionen der einzelnen Platten sind ganz verschieden. Oft ist die Ausbildung derselben so vollkommen, dass sie an Schichtung oder an Schieferung erinnert: z. B. bei manchen Basalten und Phonolithen. In dem Mont Dore bedienen sich die Bewohner solcher schiefrig abgesonderter Phonolithplatten zum Dachdecken. Die krummschaalige Absonderung zeigt sich recht deutlich an den sog. Umläufern des Trachytes vom Stenzelberg im Siebengebirge, sowie auch an den cylindrischen, dickschaaligen Kernen, wie sie im Centrum mancher Basaltmassen erschlossen worden sind, z. B. am Scheidskopf bei Remagen am Rhein.

Die säulenförmige Absonderung tritt in einem Gesteine hervor, wenn dasselbe in mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper von regelmässiger oder unregelmässiger Umgrenzung getrennt scheint. Oft sind diese Prismen oder Säulen ganz regelmässig polyëdrisch, mit wechselnder Seitenzahl, ihre Seitenflächen erscheinen ebenflächig und glatt und die Kanten geradlinig und scharf ausgebildet. In anderen Fällen haben die Säulen ein rundliches Ansehen, ihre Kanten erscheinen abgerun-

det und auch die Seitenflächen krumm und gewölbt. Endlich kann auch die Säulenform eine ganz rohe sein, vollkommen unregelmässig gestaltet; für diese Art hat man die Bezeichnung Pfeiler gewählt.

Die Dimensionen der Säulen sind sehr verschieden, die Länge überwiegt natürlich stets ihre Dicke und beträgt oft mehr als hundert Fuss. Mit dieser prismatischen Absonderung erscheint dann nicht selten die plattenförmige combinirt, und hierdurch erhalten die Säulen eine transversale Quergliederung. Sie zerfallen dadurch in einzelne Stücke oder Glieder; die hindurchsetzenden Absonderungsflächen sind theils eben, theils krummflächig ausgebildet. Im letzteren Falle erscheinen die einzelnen Glieder der Säule so mit einander verbunden, dass immer ein gewölbtes Ende des einen Gliedes in einem gehöhlten oberen Ende des nächstunteren Gliedes ruht und dass also jedes einzelne Glied ein convexes unteres und ein concaves oberes Ende besitzt. Die Kanten der Prismen sind an diesen Querflächen oft in zahnartige Spitzen nach oben verlängert, die das untere Ende des aufstehenden Gliedes umfassen, oder, wenn freistehend, einem mit Zinnen versehenen Thurme gleichen. Jedoch kommt auch eine Combination gewissermaassen der ebenflächigen und der krummflächigen Quergliederung vor, in der Weise, dass nur die centralen Theile der Säulen eine concave oder convexe Höhlung oder Wölbung zeigen, während nach aussen zu ein ebenflächiger Rand diese umgiebt. Dazu erscheinen die Ecken, welche dieser ebenflächige Rand mit den äusseren Prismenkanten bildet, schräg abgestumpft, so dass nun die einzelnen Glieder nach beiden Seiten sich pyramidale Enden zukehren. Schöne Beispiele dieser Art bieten sich am Basalte der Kasseler Ley bei Oberkassel unweit Bonn, besonders aber zeigen einige Basalte der Auvergne diese Erscheinung vortrefflich, so in besonders grosser Regelmässigkeit der Basaltstrom, auf dem das Städtchen Latour im Mont Dore erbaut ist.

Mit der transversalen Gliederung steht in vielen Fällen die sphäroidische Absonderung in naher Beziehung,

indem die fortschreitende Verwitterung die einzelnen kurzen Glieder mit abgestumpften Randecken in solche Kugelformen umgestaltet, wie sie z. B. an der sog. Käsegrotte bei Bertrich vorkommen. In anderen Fällen ist aber die sphäroidische Absonderung wohl auch eine primäre und bewirkt das kugelige Auseinanderfallen einer Basaltmasse, sowie sie aus der Spannung ihrer Lagerstätte gelöst ist. Das lässt eine im Gesteine präexistirende sphäroidische, concretionäre Aggregation der Gesteinselemente vermuthen.

Eine longitudinale Gliederung der einzelnen Säulen, die in einer Spaltung dickerer Säulen in kleinere besteht, ist wohl eine sehr seltene Erscheinung.

Die Richtung der säulenförmigen Absonderung zu den äusseren, Begrenzungsflächen des Gesteines ist in vielen Fällen eine ganz bestimmte und einheitliche, wenn auch ihre Stellung zum Horizonte verschieden erscheint. Die Säulen erscheinen bald horizontal, bald vertikal, bald unter irgend einem Winkel geneigt, oft verschiedene Arten dieser Stellung unmittelbar neben- und übereinander, aber fast immer mit nur wenigen Ausnahmen erscheinen sie senkrecht auf der grössten Oberfläche des Gesteins. So erscheinen in Gängen die Säulen senkrecht auf die Saalbänder gerichtet, wenn der Gang saiger steht, liegen die Säulen horizontal über einander, wie geschichtete Holzscheite. In grösseren kugelförmigen oder ellipsoidischen Massen, z. B. von Basalt, zeigt sich dasselbe Gesetz: die Säulen erscheinen mehr oder weniger radial um das Centrum oder nach der Mitte convergirend gruppirt. Wo eine lagerartige Basaltmasse wellenförmig gebogen erscheint, folgen die Säulen gleichfalls mit einer nach Aussen divergirenden Fächerstellung den Aufbiegungen der Unterlage. Viele der kegelförmigen Basalt- oder Phonolithberge zeigen eine nach dem Gipfel zu convergirende Stellung der Säulen oder auch eine von Innen heraus nach Aussen zu strahlenförmig divergirende Anordnung derselben. Manche Kegel zeigen nicht ein Centrum, sondern mehrere, um welche die Säulen ihre radiale Gruppirung nehmen. So kommt es denn, dass

manche Gesteine, besonders Basalte und Phonolithe, in ihren Kuppen und Bergen eine äusserst mannichfaltige, vielfach wechselnde Gruppirung der Säulen darbieten. Vor Allem ist bei mehrfach übereinander liegenden Decken und Strömen solcher Gesteine in der Vielfältigkeit der Richtungen der prismatischen Anordnung kaum eine Regel mehr zu erkennen. Beispiele für die convergirende Stellung der Säulen bieten die schönen Basaltbrüche des Mendeberges bei Linz, die wegen ihrer ganz vortrefflichen Gliederung les orgues d'Expailly genannte Basaltkuppe bei Le Puy und u. A. auch die Phonolithkuppen der roche Tuillère und Sanadoire im Mont Dore. Eine ganze Reihe der vortrefflichsten Beispiele aller Arten säulenförmiger Gliederung des Basaltes bietet Central-Frankreich: Gänge mit senkrecht auf den Saalbändern stehender Gliederung: Pavé de Geants bei Burzet im Vivarais; Ströme mit vertikal stehenden Säulen: Plateau von Prudelles bei Clermont und der schöne Salon de Mirabeau in der Nähe von Mont Dore les bains und viele andere Punkte; die seltsam gegliederte Kuppe, gekrönt von den Ruinen des Schlosses Pourchirol, wie aus einer Basaltmasse geschnitten, der schöne Montagne de Bonnevie oberhalb der Stadt Murat im Cantal und endlich vielleicht das unvergleichlichste Bild vielfacher, fast unentwirrbarer Gliederung an dem mächtigen von dem Alignon-Bache blossgelegten Querschnitte des Basaltstromes des Vulkans von Jaujac im Departement Ardèche. Auch die Trachyte u. A. zeigen in vielen Fällen eine säulen- oder pfeilerförmige Gliederung: sehr schön und regelmässig in Säulen abgesondert erscheint der rothe Quarzporphyr von Altenhain in Sachsen. Im Laufe der Beschreibung der einzelnen Gesteine werden noch viele Beispiele angeführt werden können.

Die kugelförmige oder sphäroidische Absonderung bewirkt in Gesteinen ein Zerfallen und Auflösen der ganzen Gesteinsmasse in kleinere oder grössere Kugeln, meist von concentrisch-schaaliger Ausbildung. Wenngleich in vielen Fällen die kuglige Absonderung aus der säulenförmigen durch Ver-

witterung hervorgeht, wie es schon vorher erwähnt wurde, giebt es auch solche Gesteine, in denen eine sphäroidische Struktur ursprünglich vorhanden ist, die dann allerdings auch in den meisten Fällen erst mit der Verwitterung hervorzutreten pflegt. Diese Erscheinung wurde schon erwähnt als an manchen Basalten vorkommend, von denen viele auch ohne eine bestimmte prismatische Gliederung nach und nach in lauter Kugeln zerfallen. Dieselbe Art der Absonderung zeigen aber auch viele andere Gesteine: Porphyre, Granite, Trachyte. Die Grösse der Kugeln ist sehr verschieden, schon von Erbsengrösse (bei einigen Basalten) anfangend, steigt sie bis zum Durchmesser von mehreren Fussen.

Mit der sog. sphäroidalen Struktur eines Gesteines, wie sie den Perliten und manchen Pechsteinen eigen ist, ist in gewissem Sinne auch eine solche Absonderung verbunden, indem die einzelnen Sphärolithe sich loslösen. Aber in den hier betrachteten Fällen liegt das Vorhandensein solcher sichtbarer sphärolithischer Formen keineswegs diesen Absonderungen zu Grunde.

Eine quaderförmige Absonderung, wie sie bei den geschichteten Gesteinen häufig ist, findet sich bei massigen Gesteinen nur selten, unter diesen zeigt sie der Granit fast allein. Werden durch die fortschreitende Verwitterung dann die Kanten und Ecken der Quadern abgerundet, so entstehen die aus vielen sog. Blockmeeren granitischer Gebirge bekannten wollsackähnlichen Formen, oft gewaltig übereinander gethürmt. Ein sehr schönes Beispiel dieser Art bieten die Granite von La Jalorie im Canton von Compière (Auvergne), die oft vollkommene Kugelform der die Abhänge einer granitischen Erhebung bedeckenden Granittrümmer sind auf solche ursprünglich quaderähnliche Absonderung zurückzuführen.

Durchaus unregelmässig polyëdrische Absonderung, wo die Absonderungsklüfte regellos durch das Gestein hindurchsetzen, ist eine durchaus häufige Erscheinung bei fast allen massigen Gesteinen, besonders auch bei den Graniten, Porphyren, Dioriten u. a.

3. Reliefformen.

Kuppen (Puy, Pic, cône, dôme). Die Kuppenform ist unter den Gestalten, unter denen die massigen Gesteine an der Erdoberfläche hervorzutreten pflegen, die charakteristischste, und zwar unterscheidet der innere Bau derselben ähnliche Formen, die bei geschichteten Gesteinen vorkommen, auf das Deutlichste. Die Kuppen der massigen Gesteine erweisen sich nach ihren Lagerungsverhältnissen vorzüglich als ursprüngliche Formen, die unmittelbar bei der Entstehung des Gesteines selbst durch Anhäufung desselben an Ort und Stelle gebildet wurden. Diese als primäre Kuppen zu bezeichnenden unterscheiden sich von den secundären, die zwar gleichfalls aus massigen Gesteinen bestehend, ihre Gestalt vorzüglich durch Erosion im Laufe der Zeit erlangt haben. Von diesen letzteren soll bei den Decken und Strömen noch die Rede sein. Für die primären Kuppen ist es ein ganz besonders charakteristisches, wenn auch nicht immer sichtbares Kennzeichen, dass dieselben im unmittelbaren Zusammenhange mit gangartig in die Tiefe hinabsetzenden Gesteinsmassen stehen.

Die Umrisse dieser Kuppen sind meist recht regelmässig kegel- oder pyramidenförmig, auch dom- und glockenförmig. Ihre Dimensionen sind durchaus wechselnd; vom kleinen kegelförmigen Hügel, wie sie die Schlammvulkane mancher Gebiete aufbauen, bis zu kolossalen Massengebirgen, wie sie uns im Aetna oder in den gewaltigen Kegeln der amerikanischen und kamtschadalischen Vulkane erscheinen, finden sich alle Grössenstufen. Die Anordnung vieler in einem Gebiete vorkommender Kuppen ist entweder eine regellose, oder auch eine nach gewissen Richtungen geordnete. Im letzteren Falle erscheinen sie am häufigsten in mehr oder weniger langen Reihen gruppirt, selten in circularer Anordnung um ein gemeinsames Centrum liegend. Eine Combination beider Gruppirungen bewirkt eine radiale Stellung einzelner Reihen von Kegeln um ein Centrum, wie es die sog. parasitischen Kegel auf den Abhängen des Aetna

erkennen lassen. Wenn der erwähnte Zusammenhang einer Kuppe mit dem gangartig in die Tiefe niedergehenden Gebirgsgliede wirklich erschlossen ist, kann die ganze Gestalt einer solchen Gesteinsmasse treffend mit einem Pilze verglichen werden, dessen Hut die ringsum über unterliegende Gesteine übergreifende Kuppe, und dessen Stiel der in die Tiefe niedersetzende Theil ist. Sehr schön ist dieser Stiel an einigen Basaltkuppen, z. B. dem Druidenstein bei Siegen (Rheinprovinz) nachgewiesen, sowie auch an den durch den Bergbau aufgeklärten Basaltmassen des Meissners bei Kassel, welche hier über Braunkohlenflötzen gelagert sind. Auch an der Porphyrkuppe des Burgberges in Sachsen ist solcher Zusammenhang erkannt und so noch an manchen anderen Punkten. Bei den noch thätigen Vulkanen sehen wir in dem offen stehenden Eruptionskanale diesen in die Tiefe verweisenden Zusammenhang am unmittelbarsten. Die ausgezeichnetesten Kuppen und Kegelberge finden sich in den Gebieten der Basalte, Trachyte, Phonolithe, Porphyre, Diorite etc., wie es die Vorkommen am Rheine, in Ungarn, Italien, Central-Frankreich, kurz alle vulkanischen Gebiete erweisen. Ganz ausgezeichnete dom- oder glockenförmige Berge bildet in Central-Frankreich vorzüglich der sog. Dômit, dessen Formen uns in dem schlanken Puy de Dôme und dem für die Glockenform geradezu als typisch zu bezeichnenden Puy Grand Sarcouy entgegentreten.

Ströme (coulées, streams). Diese sind massige Gesteinsauflagerungen, die eine vorherrschende Längserstreckung bei geringerer Breite und eine meist regelmässig abwärts geneigte Lage besitzen. Der Typus dieser Art von Oberflächenformen sind die Lavaströme, bei denen alle Erscheinungen stromartiger Ergiessung noch unter unsern Augen zur Erstarrung kommen. Die Neigung des unterliegenden Terrains bedingt auch hier manche Formverschiedenheiten, auf steil geneigtem Boden bilden sie schmale aufragende Wülste, auf schwach geneigter oder von horizontalen Parthien unterbrochener Unterlage erbreitern sie sich oft zu ausgedehnten, fast

deckenartigen Ueberlagerungen. Sie folgen genau den vorhandenen Reliefformen der Unterlage, ihre Oberfläche zeigt daher die mannichfachsten Niveaudifferenzen, Erhebungen und Einsenkungen, und lässt sich in vielen Fällen mit einem in den wildesten Formen aufgeregten und plötzlich erstarrten Meere vergleichen. Die Ströme weisen in der Regel mit einiger Sicherheit auf den Eruptionspunkt hin, an dem sie zu Tage traten und von wo aus sie sich ergossen.

Decken (nappes, plateaux) nennt man eine mächtige und ausgedehnte, fast horizontale Auflagerung massiger Gesteine über einen grösseren Landstrich. Dass Ströme sich zu solchen Decken erbreitern können, wurde oben schon erwähnt. Durch mehrfache Ueberlagerung solcher Decken, wie diese in der That vorkommt, kann dann eine der Schichtung ähnliche Parallellagerung entstehen, die sich jedoch durch die Unregelmässigkeiten der Begrenzungsflächen und manche andere Verhältnisse stets von wirklichen Schichten unterscheiden lassen. Solche Decken sind vorzüglich von Basalt bekannt, der in Island, im nördlichen Irland, im Westerwald und in Centralfrankreich diese Reliefformen in ganz ausgezeichneter Weise darbietet. Die eigenthümlichen wall- oder mauerähnlichen Conturen des Cantalgebirges, sowie die mächtigen Terrassen des Plateau von Coiron im Departement Ardèche beruhen auf der deckenförmigen, fast horizontalen Ausdehnung von Basaltmassen auf ihrer Unterlage. In Vorderindien sind Basaltdecken über mehrere Tausend Quadratmeilen ausgedehnt. Auch Porphyre zeigen die gleiche Form, z. B. die mächtigen Porphyrdecken in Sachsen und in Tyrol. Auch bei Decken ist der Zusammenhang mit gangartigen in die Tiefe niedersetzenden Gesteinsmassen zuweilen nachgewiesen worden.

Aus Strömen und Decken können durch Erosion sich die schon oben genannten secundären Kuppen herausbilden. Wenn z. B. ein aufragender Strom durch quer zu seiner Längserstreckung hindurchschneidende Erosionsthäler in einzelne Theile zerlegt wird, so können diese Theile, wenn sie von nahe auf einander folgenden

Thälern eingeschlossen sind, eine ziemlich vollkommene Kuppenform erhalten, die durch die Wirkungen der Erosion sich immer mehr und regelmässiger abrunden. Bei vielen der einzelnen Basaltkuppen, welche in der Ebene des Allier bei Clermont (Auvergne) aufragen, ist ihre ursprüngliche Zusammengehörigkeit gut zu erweisen. Ganz unmittelbar tritt sie uns in der Basaltkuppe von Le Crest entgegen, welche ein noch nicht sehr tiefes Thal von dem Plateau de la Serre abgelöst hat, dessen meist geneigtes, auslaufendes Ende sie früher gewesen ist. Auch ganze Decken können durch Erosionsthäler, welche dieselben in verschiedenen Richtungen durchschneiden, in viele einzelne Bergrücken und Kuppen aufgelöst werden, deren ursprüngliche Zusammengehörigkeit dann manchmal kaum mehr zu erweisen möglich ist.

Die Gestaltungen der einzelnen auf der Erdoberfläche aufragenden Felsen der massigen Gesteine sind durchaus bedingt durch ihre Absonderungsflächen. Manche dieser Formen sind recht charakteristisch. Mauerähnlich ragen gangförmige Bildungen über die umgebende Gesteinsmasse hervor, manchmal die höchsten Punkte einer Gebirgsgegend bildend, so z. B. der mächtige Quarzitgang, der sog. Pfahl, welcher, freilich mit vielen Unterbrechungen, auf eine meilenlange Erstreckung im ostbayerischen Grenzgebirge fortstreicht. Die säulenförmige Absonderung der Basalte und anderer Gesteine bedingt oft ruinenartig aufragende Felsparthien, die Absonderung der Granite die Bildung zahlreicher, zu sog. Felsen- oder Blockmeeren zusammengehäufter Rundhöcker. Besonders reich an grotesken Formen ist der Granit, und darauf beruht die wilde Schönheit so vieler granitischer Gebirge. Ganz im Allgemeinen hängen auch hier die mehr scharfen oder abgerundeten Felsformen von der grösseren oder geringeren Verwitterbarkeit der Gesteine ab.

II. Klassifikation und Beschreibuug der einzelnen Gesteine.

1. Klassifikation der Gesteine.

Wie schon aus der allgemeinen Definition von Gestein, wie sie im Eingange gegeben wurde, sich erkennen liess, sind die einzelnen Gesteinsspecies nicht immer durch scharfe Trennungen gesondert, sondern verlaufen durch oft ganz allmäliche Uebergänge in einander. Durch die im ersten Theile hervorgetretenen Unterschiede der Gesteine nach ihren Strukturverhältnissen und nach ihren wesentlichen Mineralgemengtheilen sind die beiden Wege, denen solche Uebergänge folgen können, gewissermaassen vorgezeichnet. Mancherlei Uebergänge der Gesteine in einander, die durch die Struktur vermittelt werden, sind schon früher besprochen worden. Die zwischen den Grundstrukturen des amorphen und krystallinischen Zustandes der Gesteine in der Mitte stehenden halbkrystallinischen Gesteine, sowie die zu den klastischen hinüberführenden halbklastischen Gesteine können als Uebergangsreihen gelten, die nach beiden Seiten hin durch sehr viele Nüancirungen unmittelbar von der einen zu der anderen Grundstruktur hinleiten. In gleicher Weise finden sich Uebergänge zwischen den vielfachen Strukturvariationen, so dass porphyrartige Gesteine in körnige, diese in schiefrige, Gesteine mit granitischer Struktur in pseudoporphyrische, Conglomerate in Breccien u. s. w. übergehen können.

Die durch die Mineralbestandtheile vermittelten Uebergänge sind vorzüglich dreierlei Art. 1. Einer der wesentlichen Gemengtheile eines Gesteines tritt allmälich zurück und verschwindet endlich ganz: Gneiss, aus Feldspath, Quarz und Glimmer bestehend, geht durch Zurücktreten des Feldspathes in Glimmerschiefer über, dieser durch Zurücktreten des Glimmers in Quarzit. 2. In ein Gestein tritt ein neuer Gemengtheil ein und nimmt mehr und mehr zu. Die eben angeführten Gesteine können rückwärts für diese Art von Uebergängen Beispiele geben, körniger Kalk kann durch Hinzutreten von Glimmer in Kalkglimmerschiefer übergehen. 3. Es findet ein gegenseitiger Austausch des einen Gemengtheiles gegen einen neu hinzutretenden statt. Wenn im Granit der Glimmer nach und nach zurücktritt und verschwindet, und an dessen Stelle Hornblende in das Gestein eintritt, so wird aus Granit der Syenit. Die Beispiele lassen sich leicht vervielfältigen.

Hierbei ist zu bemerken, dass solchen Uebergängen keineswegs in dem Sinne eine genetische Bedeutung beizulegen ist, dass durch die Bezeichnung: „körniger Kalk geht durch Aufnahme von Glimmer in Kalkglimmerschiefer über," auch ausgedrückt werden soll, dass für alle Kalkglimmerschiefer ein körniger Kalk genetisch der Ausgang gewesen sei. Die Bezeichnungen dieser Uebergänge haben lediglich klassifikatorische und in keinem Falle, ohne dass dieses ausdrücklich hervorgehoben würde, genetische Bedeutung.

Die Mannichfaltigkeit der Uebergänge der Gesteine nach ihrer Struktur und ihren Gemengtheilen lassen es in sehr vielen Fällen schwierig erscheinen, ein Gestein, welches zwischen zwei, wenn auch scharf charakterisirten Endgliedern einer Reihe in der Mitte steht, dem einen oder andern derselben mit Bestimmtheit zuzuweisen. Hierdurch ist es auch unvermeidlich, dass manche Species von Gesteinen gemeinsame Vertreter besitzen, sowie dass der Spielraum für eine Species nur selten ganz scharf begrenzt werden kann.

Von einer Klassifikation darf daher eine so genaue Feststellung des Begriffes Species, wie er in der Mine-

ralogie geschehen konnte, nicht erwartet werden. Es muss vielmehr vor Allem gesucht werden, wenigstens gewisse, gut charakterisirte Normaltypen festzustellen, an und zwischen welche sich dann die ihnen durch Uebergänge verbundenen Gesteine anfügen.

Hierbei kann wohl im Allgemeinen als Princip einer Klassifikation der Gesteine aufgestellt werden, dass dieselbe möglichst auf einfachen, bestimmt erkannten und leicht nachweisbaren morphologischen Kennzeichen basiren muss. Eine Eintheilung, die auf den genetischen Verhältnissen der Gesteine beruht, wie sie wohl aufgestellt worden ist: in protogene und deuterogene von Naumann, oder in Eruptivgesteine, metamorphische und sedimentäre Gesteine von Cotta, erscheint für den Zweck der Klassifikation desshalb nur wenig brauchbar, weil der Grund der Eintheilung, für eine ganze Reihe von Gesteinen wenigstens, als vollkommen hypothetisch gelten muss und weil die Bestimmung irgend eines Gesteines durch einen solchen Eintheilungsgrund wohl kaum ermöglicht wird. Man wird sich dann immer in einem circulo vitioso bewegen, weil man, um ein Gestein zu klassificiren, schon seine Genesis kennen muss, die doch erst als letztes Resultat, in gewissem Sinne erst aus der Stellung im Systeme sich erschliessen kann. Genetische Verhältnisse erscheinen daher nicht geeignet, als Basis einer Eintheilung benutzt zu werden, und aus demselben Grunde können auch die relativen Altersverhältnisse, die geognostische Stellung eines Gesteines hierfür nicht dienen. Diese dürfte zudem auch nur recht schwierig in vielen Fällen zu bestimmen sein. Auch spricht gegen die Möglichkeit eines solchen Eintheilungsgrundes der Umstand, dass ein- und dasselbe Gestein nach petrographischer Bestimmung geognostisch ein hohes Alter oder eine verhältnissmässig junge Entstehung haben kann.

Wenn aber möglichst auf innere morphologische Kennzeichen eine Klassifikation der Gesteine gegründet werden soll, so müssen hierzu die praktischsten, eine gewisse übersichtliche und logische Sonderung der Gesteine bewirkende Kennzeichen ausgewählt werden. Dass also

z. B. nicht die Mineralgemengtheile in erster Reihe die grossen Klassen bestimmen können, liegt auf der Hand, und desshalb erscheint die Eintheilung Cordier's in roches feldspathiques, micacées, quarzeuses u. s. f. nicht in der von ihm versuchten Weise thunlich. Dass bei ihm die Strukturverhältnisse die Unterabtheilungen, die Mineralgemengtheile dagegen die Hauptgruppen bedingen, ist gerade das umgekehrte einer praktischen Eintheilung. Das hat auch schon Brongniart richtig erkannt, indem er seine Klassifikation (1827) mit 2 grossen Gruppen beginnt: Roches homogènes oder einfache und Roches heterogènes oder zusammengesetzte Gesteine und indem er diese letzteren wieder in roches de cristallisation oder roches d'aggrégation eintheilt. Für die Unterabtheilungen kommen dann in erster Linie wieder morphologische, also Strukturverhältnisse in Betracht und erst die Species bestimmen sich natürlich durch die Gemengtheile. Diese Klassifikation kann in gewissem Sinne als Vorbild aller übrigen bezeichnet werden. Auch C. von Leonhard hat übrigens schon in seiner im Jahre 1823 erschienenen: Charakteristik der Felsarten, dem ersten deutschen, ausführlichen, systematischen Lehrbuche der Petrographie, die generelle Beschaffenheit der mineralischen Gemengtheile als durchgreifenden Eintheilungsgrund erkannt. Er theilt die Gesteine in gleichartige, scheinbar gleichartige, ungleichartige und Trümmergesteine. Ihm gebührt daher wohl die Priorität in der Einführung dieser Klassifikationsprincipien, die nunmehr in allen späteren Werken in der einen oder anderen Anwendung wiederkehren.

Es drängt sich nun, wenn man an die Klassifikationen denkt, wie sie in den beiden organischen Reichen der Natur: dem Thier- und Pflanzenreiche aufgestellt sind, eine Frage auf. Bei den in den beiden Wissenschaften: Zoologie und Botanik zur Geltung gekommenen Systemen erkennen wir eine auf den Grundprincipien der Eintheilung basirende, fortlaufende, steigende oder niedergehende Entwicklungsreihe vom weniger organisirten zum vollkommeneren Organismus oder auch umgekehrt, was hier für uns übrigens gleichbedeutend ist. Darin

eben beruht die Natürlichkeit und Einheit dieser Systeme. Nun ist ja bekanntlich in der Mineralogie, wenn wir, mit den Elementen beginnend, zu immer complicirteren chemischen Verbindungen fortschreiten, auch eine solche einheitliche Entwicklungsreihe möglich. Sollte denn nicht für die Gesteine auch ein solches Kriterium grösserer oder geringerer Vollkommenheit der morphologischen Beschaffenheit sich finden lassen? Darüber scheint wohl kein Zweifel bestehen zu können, dass die krystallinische Entwicklung und Ausbildung eines Gesteines einen solchen höheren oder geringeren Grad von Vollkommenheit verleihen kann. Auch bei den Mineralien bezeichnen wir erst den Krystall als das vollkommen ausgeprägte Individuum; als vollkommener, als dasselbe Mineral, wenn es nicht deutlich krystallisirt ist. Die krystallinische Entwicklung, vom amorphen Zustande beginnend und zu dem zu vollkommen ausgeprägten Individuen krystallisirten fortschreitend, wird uns also in der Klassifikation um so eher dienen können, als wir gerade die ausgeprägtesten Strukturverhältnisse damit durchaus in Uebereinstimmung gefunden haben. Dadurch lässt sich für die Gesteinssystematik wenigstens in den einzelnen Gruppen eine natürliche und dazu auch mit den genetischen Verhältnissen in enger Verbindung stehende Eintheilung erzielen. Diese Gesichtspunkte sind bei der Aufstellung der im folgenden gegebenen Klassifikation der Gesteine vorzüglich maassgebend gewesen.

Als ersten und am einfachsten aus der blossen Betrachtung eines Gesteines in den meisten Fällen sich ergebenden Eintheilungsgrund halten wir den von C. von Leonhard aufgestellten und oben angeführten fest. Jedoch kann die Klasse der von ihm als „scheinbar gleichartige“ Gesteine bezeichneten unterdrückt werden, da heute die verbesserten Hülfsmittel der Beobachtung uns gestatten, diese Gesteine, unter denen Leonhard vorzüglich solche begriffen haben wollte, deren einzelne Theilchen zu klein seien, um sich sichtlich darzustellen, der einen oder andern der übrigen Klassen mit Sicherheit zuzutheilen.

Hiernach zerfallen also die gesammten Gesteine zu-

nächst in die drei grossen Klassen: Einfache — gemengte — klastische oder Trümmergesteine, deren Definition bereits unter den Grundstrukturen gegeben wurde. Für jede dieser drei Klassen werden die Abtheilungen nach dem im Vorhergehenden ausgesprochenen Grundsatze der fortschreitenden Vervollkommnung der morphologischen Entwicklung gebildet. Jedoch werden die gemengten Gesteine zunächst auf Grundlage der durchgreifenden Verschiedenartigkeiten in Struktur, Tektonik und Genesis in zwei weitere Abtheilungen: die massigen und die geschichteten Gesteine unterschieden. Für jede der so gewonnenen Klassen werden nun vorzüglich: amorphe, nicht krystallinische — halbkrystallinische — und krystallinische, soweit dieses thunlich; bei der Klasse der klastischen Gesteine: halb- und rein-klastische unterschieden. Diese Abtheilungen zerlegen sich, wo dieses möglich und nöthig erscheint, wieder in Unterabtheilungen, zunächst nach morphologischen Verhältnissen, so vor allem in der Abtheilung der gemengt-massigen, krystallinischen Gesteine nach den drei vorzüglich hervortretenden Strukturtypen in: porphyrische — pseudoporphyrische — granitische Gesteine. Das Zusammenfassen von einzelnen Gruppen und endlich die Bestimmung der Species geschieht durch bloss mineralogische Eintheilung nach den wesentlichen Gemengtheilen.

Die auf der untenstehenden Tabelle gegebene Uebersicht über die Gesteine wird die ganze Klassifikation und ihre Einzelheiten am besten zum Verständniss bringen.

Tabelle der natürlichen Klassifikation der Gesteine.

I. Einfache Gesteine (homomicte).

A. Nicht krystallinische (amorphe) **oder halbkrystallinische Gesteine:** aus einer amorphen Mineralsubstanz bestehend oder nur mit wenig krystallinischen Theilen derselben Substanz gemengt.

1. Kieselsäure.
   a. Opale.
   b. Feuerstein.

2. Kalkcarbonat.
   Kreide.
3. Kalkphosphat.
   Phosphorit.
4. Kohlenstoffverbindungen.
   Steinkohlen, Braunkohlen, Torf.

B. Krystallinisch-körnige Gesteine; Aggregate von Individuen einer Mineralspecies.

a. Stets einfache Gesteine, es treten keine vicariirende Gemengtheile auf, die Uebergänge zu gemengten Gesteinen bewirken.

1. Eis.
2. Haloide: a. Steinsalz, b. Flussspath, c. Kryolith.
3. Sulfate: a. Gyps, b. Anhydrit.
4. Carbonate: a. Kalksteine, b. Dolomite, c. Mergel, d. Spatheisenstein.
5. Eisenerze.

b. Gesteine, die durch das Auftreten vicariirender Gemengtheile Uebergänge in gemengte Gesteine zeigen.

1. Magneteisen.
2. Graphit.
3. Quarzite.
4. Amphibolite (Augitgestein, Skapolithfels, Smirgel).
5. Chloritschiefer.
6. Talkschiefer.
7. Serpentin.

II. Gemengte Gesteine (polymicte).

A. Massige Gesteine.

a. Nicht krystallinische, amorphe, glas- oder pechartige Gesteine.

1. Obsidian.
2. Bimstein.
3. Perlit.
4. Pechstein.

b. Halbkrystallinische Gesteine; Porphyre der natürlichen Gläser.

c. **Krystallinische Gesteine.**

α. Gesteine, die noch reichlich reine Glasmasse als Residuum des Magma's enthalten.

1. Basalte: a. Plagioklasbasalte, b. Nephelinbasalte, c. Leucitbasalte, d. Hauynbasalte, e. Glimmerbasalte.
2. Augitandesit.
3. Melaphyre (Palatinit).

β. Gesteine mit einer mikroaphanitischen, mehr oder weniger individualisirten Grundmasse im Gegensatze zu grösseren krystallinischen Ausscheidungen in derselben: Typus der ächten Porphyre.

aa. *Grundmasse für sich erscheinend:*

1. Felsit.
2. Rhyolith (Lithoidit).

bb. *Grundmasse und Ausscheidungen: ächte Porphyre.*

1. Felsitporphyre: a. Quarzporphyr, b. Felsitporphyr, c. Quarzfreier Orthoklasporphyr.
2. Rhyolithporphyre: a. Quarzrhyolith, b. Sanidinrhyolith, c. Trachyte (quarzfreier Sanidinporphyr).

γ. Gesteine, in denen Glasmasse oder mikroaphanitische Basis fast ganz verschwindet, deren Ausbildung meist pseudoporphyrisch oder auch untergeordnet krystallinisch-körnig ist.

1. Phonolithe (Noseangesteine).
2. Hornblendeandesite: a. quarzhaltige, b. quarzfreie Hornblendeandesite.
3. Porphyrite: a. Dioritporphyrite: Plagioklas-, Hornblende-, Glimmerporphyrit. b. Diabasporphyrite: Diabasporphyr (Plagioklasdiabasit), Augitporphyr (A.-Diabasit).
4. Granitporphyr.

δ. Durchaus krystallinisch-körnige Gesteine: Typus der Granite.

αα. Feldspathgesteine.

1. Diorit: a. Oligoklasdiorit, b. Labradordiorit, c. Quarzdiorit.
2. Diabas: a. Diabas, b. Quarzdiabas.
3. Gabbrogesteine: a. Gabbro, b. Hypersthenit.
4. Anorthitgesteine: a. Corsit, b. Eukrit, c. Troktolit.
5. Orthoklaseläolithgesteine (Orthophonite): a. Foyait (Amphibolorthophonit), b. Miascit (Glimmero.). c. Ditroit (Skapolitho.), d. Zirkonsyenit (Zirkono.), e. Eudialytsyenit (Eudialyto.).
6. Syenite: a. Hornblendesyenit, b. Augitsyenit, c. Glimmersyenit.
7. Granit.

ββ. Feldspathfreie Gesteine.

1. Greisen.
2. Turmalinfels.
3. Eklogit.
4. Granatfels.
5. Olivingesteine: a. Dunit, b. Lherzolith, c. Pikrit.

B. Geschichtete Gesteine.

a. *Mit Feldspath.*

1. Gneiss.
2. Granulit.
3. Porphyroide.
4. Phyllite, Sericitschiefer.

b. *Ohne Feldspath.*

5. Thonglimmerschiefer.
6. Glimmerschiefer.
7. Itacolumit.

III. **Trümmergesteine** (klastomicte).

A. Halbklastische Gesteine, die Gesteinsmasse besteht zum Theil aus Trümmermaterial, zum Theil aus primär gebildeten krystallinischen Individuen.

1. Thonschiefer.
2. Thone (Lehm, Löss).
3. Kaolin.
4. Tuffe, Schaalsteine.

B. Rein klastische Gesteine.

a. Feste Gesteine mit Bindemittel.

α. Das Bindemittel ist ein mineralisches.

1. Sandsteine.
2. Conglomerate.
3. Breccien.

β. Das Bindemittel ist ein krystallinisches Gestein.

Reibungsbreccien.

b. Lose Haufwerke ohne Bindemittel.

1. Sand, Kies, Gerölle, Geschiebe.
2. Vulkanische Aschen, Lapilli, Bimsteingerölle.

2. Einzelbeschreibung der Gesteine.

Erste Klasse.
Einfache Gesteine.

A. Nichtkrystallinische oder halbkrystallinische Gesteine.

1. Opale.

Wenn wir auch unter diesem Namen alle als Gesteine zu bezeichnenden Vorkommen von Kieselsäure im amorphen Zustande zusammenfassen, so hat doch diese Gruppe nur eine höchst untergeordnete Bedeutung. Diese Gesteine haben alle das niedrige spec. Gew.: 1.9—2.3, sind in Kalilauge löslich und haben alle einen mehr oder weniger bedeutenden Gehalt an Wasser, der im Allgemeinen von 5—13% schwankt.

Der eigentliche Opal, von vorherrschend graugelber, rothbrauner Färbung, pech- oder wachsähnlichem Glanze und einem rein muscheligen Bruche, hat häufig eine holzähnliche Struktur und enthält nicht selten zahlreiche Diatomeenpanzer und andere Organismenreste. Er kommt in Knollen und kleinen Stöcken, oder in nur wenig mächtigen gangartigen Trümmern in der tertiären Formation, vorzüglich im Verbande mit Trachyten, Basalten oder deren Tuffen vor, so in Ungarn in der Gegend von Schemnitz, im Siebengebirge am sog. Quegstein und gangförmig im Trachyt des Stenzelberges, in der Gegend von Bilin in Böhmen und an vielen anderen Orten. Fast kein Opal ist frei von mikroskopisch beigemengtem Quarze, wenn derselbe auch nicht in ausgebildeten Krystallen erscheint, sondern meist in unbestimmt radialfaserigen, sternförmigen

oder auch streifigen, concentrisch über einander liegenden Lagen und durch sein helles Hervortreten im polarisirten Lichte sich zeigt. Der sog. Opaljaspis oder Eisenopal verdankt seine blut- oder ziegelrothe Farbe beigemengtem, im Mikroskope als rundliche Tüpfel erscheinendem Eisenoxyd. Die in den Süsswassermergeln am Puy de Mur bei Clermont in der Auvergne, sowie in dem Klebschiefer von Menilmontant bei Paris, sowie auch in ziemlich verbreiteten Mergelschiefern in Schlesien und Mähren vorkommenden nierenförmigen Knollen, die man Menilith genannt hat, gehören gleichfalls hierher.

Mit dem Namen: Infusorienopale kann man wohl die mehligen oder groberdigen, meist Wasser einsaugenden und daher, wenn trocken, mehr oder weniger an der Zunge haftenden Massen von amorpher Kieselsäure bezeichnen, die ganz oder grösstentheils aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen bestehen, meist den Gattungen Gaillonella und Bacillaria angehörig. Den Untersuchungen Ehrenberg's verdanken wir vorzüglich die Kenntniss dieser winzigen Organismen, deren einzelne, z. B. Gaillonella distans, nur etwa $^1/_{288}$ Linie gross ist, so dass hiernach auf einen Kubikzoll 41000 Millionen solcher Kieselpanzer kommen würden. Von Farbe sind diese Kieselerdemassen vorherrschend weiss oder gelblich, manche durchaus wie Mehl aussehend (Bergmehl).

Man kann folgende Arten unterscheiden:

1. Polirschiefer. Dieser ist ein meist weiches, zerreibliches, zuweilen ziemlich hartes, gerade- und dünnschiefriges Gestein, so dass er sich leicht in dünne Blätter ablösen lässt. Wasser saugt er mit Heftigkeit und unter Entweichung von Luftblasen ein, daher auch Saugschiefer genannt[1]). Er umschliesst zuweilen Abdrücke von Fischen und Blättern, sonst aber besteht er lediglich aus einem dichten Aggregat von meist nur einer Species angehörigen Diatomeen. Der Polirschiefer ist immer mehr oder

---

1) Die eigentlichen Saugschiefer besitzen gewöhnlich eine grössere Härte, da sie ganz von Opalmasse durchdrungen sind.

weniger thonerde- und eisenoxydhaltig. Der Gehalt an Kieselsäure ist daher ziemlich schwankend: der Polirschiefer vom Habichtswald (Hessen) enthält nach Löwig nur 59.0 % SiO_2, 24.4 Al_2O_3 und Fe_2O_3 und 14.9 H_2O, dagegen ein solcher von Bilin in Böhmen nach Baumann: 87.58 % SiO_2, 2.04 Al_2O_3 und Fe_2O_3 und 8.89 H_2O. Spec. Gew. = 1.0—1.53. Er findet sich am Kritschelberg bei Kutschlin unfern Bilin in Böhmen, sowie am Habichtswalde bei Kassel und gehört an beiden Orten der tertiären Braunkohlenformation an.

Hierhin gehört auch nach Ehrenberg der sog. Dysodil, der zu Melilli in Sicilien, zu Rott am Siebengebirge, zu Ceyrat und am Puy de Corrent in der Auvergne vorkommt. Es ist ein in papierdünnen Blättern sich ablösender, aus Diatomeenpanzern gebildeter Schiefer, welcher von bituminöser Substanz durchdrungen und mit kohligen Theilchen so gemengt ist, dass er brennt und wohl auch den Namen Papierkohle führt.

Der sog. Klebschiefer, der in einzelnen Lagen zwischen Süsswassermergeln und Gyps am Montmartre und Menil-Montant bei Paris vorkommt, durch ein etwas höheres spec. Gew. 2.08, und eine gewisse Zähigkeit vom Polirschiefer unterschieden und ausgezeichnet durch das Vorkommen von Menilithknollen, kann doch kaum als vom Polirschiefer wesentlich verschieden gelten.

2. Kieselguhr. Staub- oder mehlartig verbundene, lockere, zerreibliche, oft auch etwas festere kreideähnliche Massen, ganz oder zum grössten Theil aus noch jetzt lebenden Arten von Gaillonellen und Naviculen gebildet[1]). Naumann nennt solche Gesteine wegen ihrer typisch-pelitischen Struktur: Diatomeenpelit, auch die Namen Tripel und Bergmehl sind gebräuchlich. Die Verhältnisse von Kieselsäure und Wasser sind auch in ihnen sehr wechselnd, jedoch giebt es sehr reine Varietäten, so z. B. der Kieselguhr von Oberohe in der Lüneburger Haide,

---

1) Einige Gesteine, so der Kieselguhr von Sta. Fiora, auch nur aus unregelmässigen Körnchen und Splitterchen von Opalmasse zusammengesetzt.

der nach Wiggers 96,85% SiO_2 und 3,15% HO enthält. Er kommt an vielen Orten in Lagen von 5—100 Fuss Mächtigkeit vor: so im Torfmoor von Franzensbad bei Eger in Böhmen, im Untergrunde der Stadt Berlin, 12—15 Fuss unter Tage; die erstaunliche Mächtigkeit von 500 Fuss hat eine nur lagenweise aus organischen Resten bestehende Ablagerung im Flussbette des Fall river in Oregon (Nord-Amerika), an vielen anderen Orten Amerika's, auf den Inseln der Philippinen, auf Mauritius, Bourbon sind Vorkommen von Kieselguhr nachgewiesen und viele derselben von Ehrenberg untersucht worden. Mit dem Namen Randanit belegte man in Frankreich den bei Ceyssat unweit Clermont und zu Randanne an der Strasse von Clermont nach Mont Dore vorkommenden Kieselguhr. Hier bildet er sich in den torfigen Wiesen und Sümpfen unmittelbar unter einer dünnen Humusschicht.

Die Kieselsinter, kieselige Absätze heisser Quellen, die nach ihrem chemischen Verhalten als in Kalilauge löslich gleichfalls zu den Opalen gerechnet werden dürfen, haben auch an einigen Orten eine solche Mächtigkeit, dass man sie als Gesteine betrachten kann. Es sind mehr oder weniger dichte, feste, oft auch zerreibliche Massen mit stalaktitischen, traubigen oder kugligen Oberflächen, häufig Pflanzen incrustirend, an Farbe verschieden, meistens ziemlich reine (85—90%) Kieselsäure mit 5—12% Wasser enthaltend. Grosse Massen solcher Kieselsinter sind um die heissen Quellen Island's in ausgedehnten, feinen, wellenförmig übereinanderliegenden Krusten abgesetzt und bilden Ablagerungen von sehr bedeutender Mächtigkeit. Auch im Centrum der Nordinseln von Neuseeland bilden die heissen Quellen des warmen See's Rotomahana mächtige, terassenförmige, marmorweisse Sinterabsätze von der malerischsten Schönheit. Auch in den vulkanischen Regionen Europa's, in den Gebieten heisser Quellen kommen solche Kieselsinterabsätze vor, so zu Santa Fiora in Toskana, St. Nectaire und Mont Dore les bains in Centralfrankreich u. a.

Manche Süsswasserquarze bestehen jedenfalls zum Theile

auch aus opalartiger Kieselsäure und dürften sich daher hier anreihen. Besonders gilt das von den durchlöcherten und porösen, in den Hohlräumen nicht selten mit Chalcedon überzogenen sog. Mühlsteinquarzen. Andere dieser Süsswasserbildungen gehen durch darin auftretende Gerölle und Körner von Quarz zu klastischen Gesteinen, einige auch dadurch, dass sie deutlich erkennbare Quarzindividuen enthalten, zu krystallinischen Quarzsandsteinen über.

2. Feuerstein (Flint).

Die Feuersteine stehen gewissermaassen in der Mitte zwischen dem ganz amorphen Opal und dem krystallinischen Quarz, insofern sie als innige, aber sehr wechselnde Gemenge aus beiden betrachtet werden können, woraus sich dann durch Kalilauge der opalartige Bestandtheil ausziehen lässt. In der Regel ist jedoch auch noch etwas Thonerde, Kalk, Eisenoxyd, Kohlenstoff und Wasser beigemengt. Meist ist der Gehalt an krystallinischer Kieselsäure überwiegend, wie sich aus dem spec. Gewicht schon ergiebt, welches von 2,4—2,62 zu schwanken pflegt. Der Gehalt an Kieselsäure beträgt meist 98—99 %. Die Farben der Feuersteine sind vorherrschend braun, schwarz oder rauchgrau, sie haben vollkommen muscheligen Bruch und zerspringen leicht in eckige, scharfrandige Stücke. Die schwarze Färbung rührt grösstentheils von eingemengten kohligen Partikelchen her, jedoch rührt bei Feuerstein aus der Juraformation die Farbe nicht allein von organischer Substanz her, wie Heintz gezeigt hat, da dieser auch nach dem Glühen im Sauerstoffstrom äusserlich nicht ganz weiss wird, wie es die Feuersteine der Kreide thun. An der Luft verliert der Flint nach und nach seine kohligen Beimengungen und bleicht, und gleichzeitig bedeckt sich seine Oberfläche mit einem weissen Kieselmehl. Er bildet Knollen von ganz verschiedener Grösse und Form, aber auch zusammenhängende Schichten meist von nur geringer Mächtigkeit, am häufigsten in der weissen Schreibkreide, in welcher oft lagenweise geordnete Reihen seiner Knollen die Schichtenlage der Kreide deutlich markiren und bei der leich-

teren Erosion dieser letzteren als perlschnurartige Wülste an den Felswänden auf weite Strecken hin fortsetzen. Seltener sind die Feuersteine in der Juraformation und im Muschelkalk. Der Feuerstein besteht zum Theile selbst aus Aggregaten von verkieselten Infusorien und mikroskopischen Algen, und hat so auch als Versteinerungsmittel grösserer organischer Reste: Echiniten, Belemniten, Spongien für die Jura- und Kreideformation Bedeutung. So bildet er auch die Umhüllung anderer Mineralien: Kalkspathrhomboëder, Gypsspath und Cölestin, eigentlich deutlich krystallisirte Quarze finden sich in ihm nur so, dass sie äussere Höhlungen seiner Knollen erfüllen. Die Puddingsteine oder Flintconglomerate, wie sie in der Silurformation Englands vorkommen, enthalten in einem hornsteinartigen Bindemittel grössere und kleinere Trümmer von Feuerstein. In manchen Kreideschichten, in denen keine Feuersteinknollen erscheinen, ist die Flintsubstanz in fein vertheilten, oft mikroskopischen Körnern dennoch vorhanden.

In allen Gegenden, in welchen die sog. Senonbildung der oberen Kreide entwickelt ist: England, Frankreich, an beiden Küsten des Kanales, Rügen, Maestricht und Aachen, in den Apenninen u. a. ist der Flint eine ganz bekannte Erscheinung.

Der Hornstein, eine mikrokrystallinische, derbe Quarzmasse von ähnlichem Aussehen wie manche Feuersteine, gehört zwar streng genommen nicht zu den noch halbamorphen Gesteinen, denn er besteht aus einem durchaus krystallinischen Aggregat von eckigen und rundlichen Quarzkörnchen, die deutliche Polarisationserscheinungen zeigen, er mag aber dennoch hier erwähnt werden, da er wenigstens auch darin dem Feuersteine verwandt ist, dass er zahlreiche mikroskopische Organismen: Desmidien, Diatomeen u. a. enthält. Manche Grundmassen porphyrartiger Gesteine erscheinen hornsteinähnlich, während sie nur aphanitische Gemenge von Quarz und Feldspath sind, von ihnen, die nur fälschlich so genannt werden, unterscheidet sich der Hornstein durch seine vollkommene Unschmelzbarkeit. Auch der Hornstein kommt, wenn auch weit seltener wie Flint, in der Kreideformation vor, dann auch in anderen Formationen, z. B.

Muschelkalk, gangähnlich in manchen krystallin. Gesteinen. Grössere Hornsteinlager von bedeutender Mächtigkeit treten auch in der Steinkohlenformation von Nord-Amerika (Tenesse) auf und finden sich in der hiernach von Dana mit dem Namen „Corniferous Period“ (cornu: Horn) belegten Abtheilung des unteren Devon's daselbst.

3. Kreide.

Die Kreide verhält sich zu krystallinischem kohlensaurem Kalke gerade so, wie sich der Kieselguhr zum Quarze verhält, es ist die durchaus aus kleinen Organismen und Kalkscheibchen zusammengesetzte, erdige, durchaus unkrystallinische Form desselben. Ihre weiche, milde, schreibende Beschaffenheit ist bekannt, ihre Farben sind vorherrschend weiss, aber auch gelblich und graulich. Von äusserlich ähnlichen weissen Thonen und Kaolin unterscheidet sie scharf die unter Aufbrausen erfolgende Auflösung in Säuren. Auch die Kenntniss der kleinsten, theils organischen, theils anorganischen mikroskopischen Theilchen der Kreide verdanken wir vorzüglich den Forschungen Ehrenbergs. Zur Untersuchung bringt man etwas geschabte Kreide in einen Tropfen Wasser, lässt sie darin erhitzen, entfernt das Wasser und bedeckt den Rest des Pulvers mit einem Tropfen Canadabalsam und einem Deckgläschen. Die darin sich findenden kalkigen Foraminiferen-Schaalen gehören meist den Geschlechtern Textularia, Rotalia, Planulina, Globigerina, Rosalina an, auch kommen vereinzelte Panzer von kieseligen Diatomeen dazwischen vor. Merkwürdiger sind die sog. Kalkscheibchen, flach, mit einer concaven und einer convexen Seite, ausserordentlich winzig, nur $^1/_{480}$ — $^1/_{190}$ Linie (0.0047 bis 0.012 mm) gross, um den inneren Kern von einem gegliederten Rande eingefasst. Ganz ähnliche Körperchen finden sich auch in dem heutigen Tiefseeschlamm und wurden von Huxley, der sie zuerst darin nachwies, Coccolithen genannt. Es sind vorzüglich zwei Formen zu unterscheiden: Diskolithen, einfache runde oder elliptische Scheibchen, und Cyatholithen, aus zwei in den beiden Centren durch einen kurzen Querstiel verbundenen Scheib-

chen bestehend. Dieselben häufen sich zu rundlichen Aggregaten: Coccosphären, zusammen. Auch der Tiefseeschlamm enthält ausser diesen Körperchen hauptsächlich kalkige Schaalen von Foraminiferen. Er kann mit Recht als eine in der Bildung begriffene mergelige Kreide angesehen werden. Ueber die Natur dieser Kalkscheibchen gehen die Ansichten der Forscher auseinander: die einen halten dieselben für organische Bildungen, Ausscheidungen der mit dem Namen Bathybius belegten Protoplasmaklümpchen im Meere, andere halten sie für anorganische, unvollkommene Krystalloide oder Krystalliten, wie sie ganz ähnlich durch künstliche Abscheidung aus Kalklösungen, denen man einen gelatinösen Körper beigemengt hat, sich darstellen lassen. Jedenfalls scheinen manche ähnliche, in Mergeln und Kalken verschiedener Formationen vorkommende Formen nach Gümbel als organisch gelten zu dürfen. Durchsichtige, dünne Flocken, die nach Auflösung des kohlensauren Kalkes der an solchen Körperchen sehr reichen Kreide von Meudon zurückblieben und in hohem Grade dem sog. Bathybius ähnlich sind, ergaben eine deutliche Eiweissreaction.

Coccolithen und ähnliche Formen finden sich fast durch alle Formationen hindurch in den Kalksteinen, Mergeln, Thonen, ja auch im Steinsalz.

Die weisse Kreide wird durch Eisenoxyd röthlich gefärbt, durch Thon etwas härter und ist dann nicht mehr schreibend. Mergelige gelbliche Kreide, ebenfalls durch Thon verunreinigt, sowie oft von zahlreichen Bruchstücken von Korallen erfüllt (Korallenkreide), kommt in verschiedenen Gebieten (Frankreich, Dänemark, Westphalen) vor. An accessorischen Bestandtheilen ist die Kreide arm. Vor Allem sind die Feuersteinknollen in ausserordentlich grosser Menge in derselben vorhanden und für dieselbe sehr charakteristisch. Nur die südeuropäische Kreide ist ärmer an Flintknollen. Beigemengter Glaukonit färbt die Kreide grün, die dann auch glaukonitische Kreide genannt wird. Knollen unreinen Kalkphosphates, sowie kuglige Concretionen von Pyrit

kommen gleichfalls in der Kreide vor. Der sog. Kreidetuff ist ein gelbgraues, zerreibliches Aggregat zertrümmerter fossiler Reste von Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, Conchylien u. a. Er ist mächtig entwickelt in der Gegend von Maestricht, wo am Petersberge in demselben grossartige unterirdische Steinbrüche schon seit römischen Zeiten betrieben worden sind.

Die eigentliche weisse Kreide bildet mit grauer oder mergeliger Kreide oder mit dem genannten Kreidetuff von Maestricht das oberste Glied der Kreideformation, die Senonbildung d'Orbigny's, die scaglia der Italiener. Dieselbe ist meist mächtig und nicht sehr deutlich geschichtet, die Schichtung am besten an der Lage der eingeschalteten Flintknollen zu erkennen. Die mit steilen Abstürzen versehenen, grotesken und vielgestaltigen Oberflächenformen der Kreide zeigen sich an den englischen und französischen Küsten des Aermelcanals. Sie ist weit verbreitet in Europa, nördlich an der Nord- und Ostsee, westlich in den Pyrenäen, südlich am mittelländischen Meere, im Innern und in Russland, in Asien, Afrika und Amerika. In Nordamerika bedeckt die Kreideformation besonders ein Gebiet längs des atlantischen Oceans von New Jersey bis Süd-Carolina und dann weite Regionen im Innern, an den Abhängen des Felsengebirges von Texas an nordwärts durch Colorado aufwärts bis zu der Mündung des Mackenzie in den arktischen Regionen.

Ausser der Kreide giebt es noch eine ganze Reihe wesentlich durch die Reste von Organismenschaalen gebildete Kalksteine, von denen wenigstens einige hier genannt sein mögen. Im sog. Miliolithenkalke des Pariser Tertiärbeckens sind es die Schaalen von Miliolithen, d. h. Foraminiferen: Triloculina, Alveolina u. a.; in den Nummulitenkalksteinen sind es die vielartigen Scheiben der Nummuliten und Orbitoliten, in den Korallenkalken mehr oder weniger reichliche Reste von Korallen u. dergl. mehr. Bei allen diesen findet sich aber der sie verkittende Kalk, oft der Masse nach nur ganz untergeordnet, schon in krystallinischer Ausbildung.

4. Phosphorit.

Die durchaus unkrystallinische Beschaffenheit mancher erdiger Phosphorite, sowie auch des Sombrerites mag es gerechtfertigt erscheinen lassen, dieselben hier einzureihen, wenngleich unzweifelhaft ein grosser Theil der dichten und fasrigen Varietäten dieser Gesteine als mikrokrystallinisch zu bezeichnen sind, aber in der Regel nur sehr unvollkommen die krystallinische Beschaffenheit erkennen lassen. Auch haben dieselben im Ganzen nur untergeordnete petrographische Bedeutung. Auch als wesentlich organischer Entstehung reihen sie sich hier am Besten an. Die Phosphorite sind im Allgemeinen phosphorsaurer Kalk und nur wenige derselben nähern sich in ihrer Zusammensetzung dem Apatit. Diesem am nächsten stehen die faserigen und dichten Phosphorite von Logrosan, südöstlich von Truxillo in Estremadura, sowie die von Amberg in. Bayern und aus dem Lahnthale. Diese sind ziemlich rein: 34—43 % Phosphorsäure und 45—54 % Kalk, ausserdem Thonerde, Fluor und Jod. Der Sombrerit von der kleinen westindischen Insel Sombrero, dort unter Guanolagern vorkommend, ist mehr oder weniger reiner Phosphorit (75 %), gemengt mit brauner, palagonitischer Substanz, mit Kalkspath u. a. Nur in den Hohlräumen des weissen, auch unter dem Mikroskope durchaus unkrystallinisch erscheinenden Gesteines, erscheint der Phosphorit in strahligen, krystallinischen Ueberzügen. Ihre Herkunft aus organischen Resten: Knochen, Excrementen, Muschelschaalen, lassen andere Phosphorite noch viel deutlicher werden. Fossile Excremente, die Coprolithen genannt werden, enthalten gleichfalls oft bis zu 85 % phosphorsauren Kalk, meist mit mehr oder weniger kohlensaurem Kalke verbunden. Solche phosphorsäurereiche, kalkige Knollen kommen in den Juraschichten Frankens in der Gegend von Bamberg vor, aber auch schon in den Schichten des unteren Silur's von Canada am Ouelle-Fluss mit 40,34 % phosphorsauren Kalkes. Phosphoritablagerungen finden sich nach Nordenskiöld in bedeutender Mächtigkeit auf Spitzbergen und scheinen einer Ausbeute in hohem Grade werth zu sein.

Der Guano ist gleichfalls vorzugsweise aus Knochen und Excrementen herrührender phosphorsaurer Kalk, mit 9—10% Wasser und mit kohlensaurem Kalke, Magnesia, Thonerde, Eisen, Gyps u. a. verunreinigt. Daher ist seine chemische Zusammensetzung eine sehr wechselnde. Die Hauptvorkommnisse sind die ungeheuren Ablagerungen auf den Inseln an der Küste Peru's, an der Ostküste von Patagonien und auf den Inseln südlich von Cap Blanco, im stillen Ocean auf den Korallenriffen von Bakers, Howland's und Jarris-Island und endlich an der Südwestküste von Afrika an der Saldanha-Bai.

5. Kohlengesteine.

Die fossilen pflanzlichen Stoffe, wie sie in der Erdrinde in grossen Massen angehäuft sich finden, haben durchweg eine vollkommen amorphe Beschaffenheit. Die reinsten Varietäten, welche möglichst aus blossem Kohlenstoff bestehen, stellen uns den amorphen Zustand dieses Elementes dar, welches in krystallinischer Form als Graphit und als Diamant in der Natur vorkommt.

Alle vorwaltend aus Kohlenstoff bestehenden, vorzüglich aus vorweltlichen Pflanzen entstandenen Materialien bilden eine einzige zusammenhängende Reihe, in welcher keine scharfen Grenzen die einzelnen Glieder von einander scheiden, sondern worin ganz allmälige Uebergänge von der einen zur andern der unterschiedenen Arten hinüberführen. Diese Unterschiede hängen im Wesentlichen mit dem Entwicklungsprocesse zusammen, der vorzüglich darin besteht, dass die pflanzlichen Stoffe auf ihren Kohlenstoff durch eine ganz allmälig, aber unter verschiedenen Modificationen des Luftzutrittes und der Temperatur sich vollziehende Verbrennung reducirt werden. Dass dabei aber, mit der fast vollständigen Entfernung der Pflanzenbestandtheile, dennoch auch ein Theil des Kohlenstoffes verloren geht, das zeigt sich deutlich in den noch heute aus den Kohlenablagerungen sich entwickelnden Gasen: Kohlenwasserstoffe und Kohlensäure. Im Allgemeinen aber sehen wir in den kohlenstoffreichsten Kohlen die in jenem Processe am weitesten fortge-

schrittenen Massen dieser Art. Wir erkennen die ununterbrochene Reihe, welche vom noch lebenden Holze oder dem nur wenig veränderten Torfe bis zu diesem Schlussgliede, dem Anthracit, hinüberführt. Im Einzelnen beruhen die Unterschiede der verschiedenen Glieder dieser Reihe vorzüglich auf dreierlei Verhältnissen: 1. auf der Menge flüchtiger Bestandtheile, die noch in ihnen vorhanden sind; 2. auf der Natur dieser flüchtigen Bestandtheile, die bei nahezu gleicher Zusammensetzung sich sehr verschieden verhalten können und endlich 3. auf physikalischen Charakteren: Struktur, Glanz, Schmelzbarkeit u. a. Hiernach können die folgenden Arten von Kohlen unterschieden werden, deren Eigenschaften kurz betrachtet werden sollen.

Anthracit.

Derbe, amorphe Massen, mit muscheligem Bruche, oft metallartigem Glanze, sammtschwarzer Farbe, häufig durch einen dünnen Ueberzug von Eisenoxydhydrat buntfarbig angelaufen, fast von der Härte des Kalkspathes. Sp. G. 1,4—1,7. Sehr kohlenstoffreich, meist über 90 %, mit nur einem geringen Gehalte an Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff und beigemengten Aschenbestandtheilen (Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd). Im Feuer unschmelzbar und nur bei starkem Luftzutritt mit Hinterlassung eines geringen Rückstandes verbrennend. Kalilauge greift ihn nicht an, erhält also auch durch ihn keine braune Färbung.

Nach seinem äusseren Ansehen lassen sich mehrfache Abarten des Anthracites aufstellen: Schlackiger Anthracit; stahl- oder eisenfarbiger, graphitartiger Anthracit; stengliger, faseriger, holzartiger Anthracit. Den Uebergang zu den gewöhnlichen Steinkohlen bilden bitumenhaltige, leicht brennbare Anthracite. Es kommen solche Uebergänge übrigens nicht nur in einem und demselben Gebiete, sondern auch an einem und demselben Flötze vor. Das Vorkommen des Anthracites ist wesentlich zweierlei Art, entweder bildet er zusammenhängende, regelmässige Flötze oder Nester und gangartige Trüm-

mer, oder er kommt feinvertheilt und in einzelnen Körnern und Knauern in anderen Gesteinen vor. Seine mehr oder weniger mächtigen Lager finden sich vorzüglich in der silurischen und devonischen Formation. So in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und die nesterartigen Vorkommnisse von Anthracit bei Lischwitz unweit Gera, bei Landshut in Schlesien, Clausthal am Harze u. a. Besonders aber erscheinen die Anthracite fast in allen Kohlengebieten der eigentlichen Steinkohlenformation. Hierhin gehören auch die Anthracite von Vallongo unweit Oporto in Portugal, sowie die Anthracitflötze und Stöcke der Loiregegend in Frankreich, endlich die gewaltigen Anthracitablagerungen in Ohio und besonders in dem Distrikte Lackawanna und zwischen Pottsville und Wyoming in Pennsylvanien (Nord-Amerika) und manche europäische Steinkohlengebiete. Eine nicht mit Sicherheit als zur Steinkohlenformation gehörig erkannte Anthracitablagerung findet sich im Gneiss- und Protogingebiete der französischen und savoyischen Alpen, vorzüglich in der Maurienne und Tarentaise, so z. B. bei Petit Coeur und nachher bei Beaufort im Thal der Arve und am Col de Balme. Grossartige Dislokationen erschweren hier die Entscheidung. Die Anthracite liegen bald auf, bald unter belemnitenführenden Schiefern des Lias, enthalten aber selbst unzweifelhafte Pflanzenreste der Steinkohlenformation. In weiter Verbreitung erscheint der Anthracit, als färbendes Mittel mancher Thonschiefer, Kieselschiefer, Kalksteine, in kleineren Stücken solchen Gesteinen eingelagert. So erscheint er in kalkigen Schichten der sog. Potsdam-Periode des unteren Silur im Staate New-York und Fragmente erscheinen zuweilen in Quarzkrystallen eingeschlossen oder liegen lose in Drusenräumen, welche diese Krystalle enthalten.

Wo im Gebiete der Braunkohlen Anthracite vorkommen, deren Kohlenstoffgehalt meist etwas niedriger ist, wie der der echten Anthracite, scheint meistens eine durch die Einwirkung von aufliegenden Eruptivgesteinen geschehene Umwandlung vorzuliegen, eine von stengliger Absonderung begleitete Art natürlicher Verkoakung. So am Meissner und Habichtswald bei

Cassel, an der Ostküste von Island, in der Edgehillgrube bei Richmond, Virginia U. S. u. a. O.

Steinkohlen.

Eine derbe, blättrige oder schiefrige, im Bruch muschelige und splittrige, stark glänzende, sammt- bis grauschwarze Kohlenmasse, mit schwarzem Strich, zuweilen fasrig und erdig. Härte geringer wie beim Anthracit, spec. Gew. = 1,15 – 1,50. Dieselbe bestehen aus Kohlenstoff mit einem grösseren oder geringeren Gehalte an bituminösen, öligen Kohlenwasserstoffen, sowie mehr oder weniger Aschenbestandtheilen. Der Procentgehalt an Kohlenstoff schwankt im Allgemeinen zwischen 75 — 90%. Sie verbrennen mehr oder minder leicht mit Flamme und starkem Rauche und einem bituminösen Geruche; solche Kohlen, die beim Glühen weich werden, oder zu halbflüssigem Zustande im Feuer schmelzen und zu einer festen, zusammenhängenden Masse (Coaks) gefrittet werden, heissen Coakskohlen (Back- oder Sinterkohlen), solche, die nicht schmelzen und einen erdigen Rückstand geben: Sandkohlen. Kalilauge wirkt gar nicht oder nur wenig auf die Steinkohlen ein und wird nicht dadurch gebräunt. Mit Alkohol und Aether zieht man aus den schmelzenden Coakskohlen ein dunkelbraunes Harz aus. Durch trockene Destillation erhält man: brennbare Gase, flüssige Kohlenwasserstoffe (Theer) und den porösen, metallisch glänzenden Rückstand (Coaks). Das Verhalten der Steinkohlen bei diesem Processe ist verschieden und hängt ganz von dem Procentgehalte an Sauerstoff und Wasserstoff ab; je mehr von letzterem in der Kohle vorhanden, um so mehr liefert sie aufgeblähte, metallglänzende Coaks, und um so mehr Oelgas liefert sie bei der Destillation (Gaskohlen). Nach diesem für die technische Verwendbarkeit wichtigen Verhalten unterscheidet man fette Kohlen, welche viel Wasserstoff enthalten und sich als Gas-Coaks- und Schmiedekohlen verwerthen lassen, und die magern oder trockenen Kohlen, die nicht sintern und vercoaken, und daher für gewöhnliche Zimmerheizung am dienlichsten erscheinen.

Nach der Struktur der Steinkohle kann man folgende mehr oder weniger geognostisch wichtige Arten unterscheiden:

Cannelkohle (candle coal, d. h. Kerzenkohle). Derbe, etwas zähe Kohle mit fast ebenem Bruche, wachsähnlichem Glanze, sammtschwarzer Farbe. H = 2,5, politurfähig. Die Cannelkohle von Wigan enthält nach Regnault: C: 84,07; 5,71 H, 7,82 O, 2,40 Asche. Die als Gaskohle ausgezeichnete Bogheadkohle hat meist einen weit höheren Aschengehalt von 20—25 %.

Schieferkohle. Die derben Kohlenmassen zeigen eine mehr oder weniger ausgezeichnete, schiefrige Textur, und werden in die stark, fast metallisch glänzende Glanzkohle und in die weniger glänzende, grobschiefrige Grobkohle unterschieden. Diese sind die verbreitetesten Kohlenarten überhaupt.

Russkohle. Derbe, aber oft staubartige lockere und zerreibliche, fettglänzende bis matte, pechschwarze Masse.

Faserkohle. Derbe Massen mit fasriger Struktur, ähnlich der künstlichen Holzkohle. Nach Göppert und Schimper stammt diese wesentlich aus Araucarienholz her (Araucarites carbonarius), dessen Struktur und kreisförmige Poren in der Kohle mikroskopisch noch zu erkennen sind.

Gagat oder Pechkohle. Derbe, flachmuchelige, stark fettglänzende, pechähnliche Kohle. Sie hat das geringste spec. Gew. = 1,19. Diese Varietät kommt auch von Braunkohlen vor.

Als accessorische Mineralsubstanzen finden sich in den Steinkohlen vorzüglich: Eisenkies oder Markasit, bald als Körner und Knollen, bald in Schnüren und dünnen Lagen, bald nur als hautartiger Anflug auf den Absonderungsfugen in fast allen Steinkohlen vorhanden; seltener sind andere Schwefelmetalle: Blende (Gegend von Aachen), Bleiglanz (Döhlen in Sachsen und Kladno in Böhmen), Kupferkies (Saarbrücken), Buntkupfer (Gittersee bei Dresden), Malachit (Schwadowitz in Böhmen), dann auch: Kalkspath, Braunspath (Saarbrücken), Eisenspath (Saarbrücken, Westfalen, England), Schwerspath, Gyps, Faserquarz und Hornstein.

Die Steinkohlen gehen einerseits in die Anthracite, andererseits in die Braunkohlen über.

Für die Lagerungsverhältnisse der Steinkohle kommen im Allgemeinen vorzüglich die Einzelheiten des Sattel- und Muldenbaues mit den mannigfachsten Dislokationsformen in Betracht, wie sie S. 120 ff. eingehender besprochen worden sind. Allerdings kennt man auch unregelmässige Nester und stockartige Einlagerungen von Steinkohlen, z. B. das französische Kohlenbecken von Decazeville (im Dép. Aveyron), sowie der Kohlenstock von Montchanin im Bassin von Creuzot (Saone und Loire). Die regelmässigen Schichten der Steinkohle, mit zwischenliegenden parallelen Gesteinsschichten zu ganzen Schichtensystemen verbunden, heissen Flötze (couches, seams), ein Name, der auch auf andere Mineral- oder Gesteinsvorkommen Anwendung findet, z. B. Kupferschiefer.

Manche Flötze zeigen eine ganz ausserordentliche Stetigkeit in ihrer Erstreckung: das Pittsburger Flötz in Nord-Amerika kann nach Rogers in Pennsylvanien, Ohio und Virginien über einen 225 Meilen langen und wenigstens 100 Meilen breiten Flächenraum verfolgt werden, ja es geht nach Lesquereux sogar bis nach Kentuky hinein. An Mächtigkeit variirt es von 2—14 Fuss, in der Nähe von Pittsburg hat es 8 Fuss Mächtigkeit. Ueberhaupt ist dieselbe bei verschiedenen Kohlenflötzen sehr verschieden: meistens schwankt sie zwischen 1—5 Fuss, jedoch kommen sehr viele mächtigere Flötze vor, das Planitzerflötz im Zwickauer Becken ist 20 — 24 Fuss mächtig, bei Sabero in Leon in Spanien kommen Flötze von 60 — 100 Fuss, bei Johnston in Clackmannshire ein solches von 90 Fuss Mächtigkeit vor. Das Mammuthflötz zu Wilkesbarre in Pennsylvanien steht in einer Mächtigkeit von 29½ Fuss zu Tage und zu Picton in Neu-Schottland hat ein Flötz die Mächtigkeit von 37½ Fuss, ein zweites von 22¼ Fuss.

Auch die Zahl der übereinanderliegenden Flötze ist meistens verschieden, nicht einmal in einem und demselben Kohlenbecken an allen Orten die gleiche: während in einem Kohlengebiete nur wenige 2—5 Flötze vorkommen, giebt es andere in denen 50, 100, ja sogar über 200

derselben mit einander verbunden sind, so z. B. zählt Le Play am Donetz in Südrussland 225 einzelne Flötze; in der Kohlenregion von Neu-Schottland führt Dawson 76 Flötze, alle mit aufrecht stehenden Stigmarien auf, auch die deutschen Kohlenbecken sind flötzreich: Oberschlesien 30, Westfalen 20—70, Saarbrücken 164. Die einzelnen Flötze sind durch ebenfalls verschieden mächtige Schichten von Schieferthon oder auch grauem Sandstein von einander getrennt, als Unterlage der Flötze erscheint meist ein sandiger Schieferthon mit den Wurzelresten (Stigmarien) erfüllt, der hangende Schieferthon, welcher vorzüglich als Fundstätte der Steinkohlenpflanzenreste zu bezeichnen ist, enthält auch häufig reichliche Einlagerungen thoniger Sphärosiderite. Sandsteine und Kalksteine, sowie Conglomerate, die ebenfalls in den Kohlenbecken eingeschaltet erscheinen, stehen nur selten im unmittelbaren Lagerverbande mit den Flötzen selbst. Durch die Zwischenmittel schwankt also in einem Kohlengebiete das Verhältniss zwischen nutzbaren und nicht nutzbaren Schichten, in allen Fällen aber überwiegen die letzteren, so dass stets 50 und mehr Fuss Gesteinschichten auf 1 Fuss Kohle kommen.

Weitaus die meisten überhaupt vorkommenden Steinkohlen gehören den eigentlichen, durch den grossen Reichthum charakteristischer Pflanzen: der Lycopodien, Sigillarien, der Farnkräuter und Equiseten ausgezeichneten Steinkohlen- oder carbonischen Formation an, deren paläontologische und petrographische Charaktere in den verschiedensten Theilen der Erde eine mit Bezug auf die Pflanzenreste fast bis zur Identität sich steigernde Uebereinstimmung zeigen. Dieser Formation gehören die zum Theil schon genannten nordamerikanischen und englischen Steinkohlengebiete an, unter denen besonders das grosse Bassin von Südwales mit 76 Kohlenflötzen genannt werden mag. Die Kohlengebiete von Belgien, Saarbrücken, Aachen, der Ruhrgegend, Sachsen, Schlesien, Böhmen gehören ihr alle gleichfalls an. Mächtige Kohlenablagerungen, von demselben Alter wie die Steinkohlen Englands, sind auch auf Spitzbergen, besonders auf der Bären-

Insel aufgefunden worden. In weiter Verbreitung und grosser Mächtigkeit erscheint auch die Kohlenformation im Norden von Australien in der Colonie Queensland, mit einer der europäischen Formation durchaus ähnlichen Flora und Fauna. Endlich sind auch in Asien carbonische Schichten am Altai und Amur nachgewiesen, und auch in einigen chinesischen Provinzen, z. B. Sz-tschwan zwischen Kwen-luen und Himalaya, scheinen carbonische Steinkohlen von bedeutender Mächtigkeit erschlossen zu sein. Ausserdem aber zeigen sich Steinkohlenbildungen auch in anderen Formationen, älteren oder jüngeren als die carbonische. Die schon beim Anthracit erwähnten Flötze von Cork in Schottland gehören dem Silur an, der Dyas gehören die Steinkohlen von Ilfeld am Harze, sowie die 3—4 Fuss mächtigen Flötze von Rakonitz in Böhmen an. Von einiger Bedeutung erscheinen die Kohlenlager im Lias, so zu Steierdorf im Banat, sowie die Alpenkohlen der Grestener Schichten, die Flötze des Liassandsteines von Hildesheim und des Belemnitenkalkes von Larzac im südlichen Frankreich. Hierhin scheinen auch mächtige Kohlenablagerungen im östlichen Theile von Nordaustralien (Queensland) zu gehören, welche Daintree aufführt. Dem Jura, und zwar dem braunen Jura, gehören Steinkohlenflötze in Yorkshire, Sutherland und auf der Insel Skye an, ebenso die Steinkohlen im südlichen Portugal und auf der afrikanischen Seite der Strasse von Gibraltar. Die Flötze von Sysran und Goroditsche im Gouvernement Simbirsk in Russland, sowie die Kohlen von Nagpur in Ostindien sind gleichfalls jurassich. Die Steinkohlen der Wealdenformation sind im Nordwesten Deutschlands, Bückeburg und Grafschaft Schaumburg, von Wichtigkeit, während ihr Vorkommen bei Wenig-Rackwitz unweit Löwenburg in Sachsen nur untergeordnet ist. Der Kreideformation gehören die Flötze der Steinkohlen von Grünbach, westlich von Wiener-Neustadt, an, sowie Steinkohlen im Banat, zu Utrillas in Spanien und von Venezuela in Süd-Amerika. In den Nummulitenschichten von Bex in Wallis und Albona in Istrien finden sich endlich gleichfalls Kohlenflötze.

Es mag hier noch darauf hingewiesen werden, dass einige Kohlen vielleicht auch wenigstens grösstentheils aus angehäuften thierischen Körpern entstanden sein mögen, wie z. B. die Kohle von Albona in Istrien, die von Boltigen im Simmenthale, wie es auch wohl für die Cannelkohle von Ohio ausgesprochen worden. Gewiss ist, dass manche Brandschiefer ihren Kohlen- und Bitumengehalt mehr thierischen Resten verdanken.

Braunkohlen (Lignite).

Derbe Massen, häufig noch erkennbare Holzstruktur zeigend, in einigen Varietäten steinkohlenähnlich, aber immer mit braunem Strich, weniger glänzend bis matt, oft erdig. Spec. Gew. = 0.5—1.5. Im Feuer nicht schmelzbar, aber leicht entzündlich und dann mit russender Flamme und unangenehmem, brenzlichem Geruche verbrennend. Als Pulver Kalilauge braun färbend. Im Allgemeinen pflegt der Gehalt an Kohlenstoff etwa von 50—70 % zu schwanken, er ist also stets niedriger, wie in den Steinkohlen. Der Gehalt an Wasserstoff beträgt 4.5—7.5 %, Sauerstoff und Stickstoff 14—35 %, Aschenbestandtheile 1—13.5 %.

Man unterscheidet folgende Arten von Braunkohle:

Pechkohle, derb, bisweilen prismatisch abgesondert, pechschwarz, wachsglänzend, von den Braunkohlen die härteste. H = 2.5. Vergl. S. 165.

Gemeine Braunkohle: meist schiefrig abgesondert, nur undeutliche Spuren von Holzstruktur zeigend, flachmuschliger und ebener Bruch, schwarz und braun, auch bei ganz pechschwarzen Varietäten brauner Strich.

Erdige Braunkohle: leicht zerreibliche, staubartige, matte Massen von brauner oder gelblicher Farbe (Umbra oder Cölnische Erde). Auch die sog. Moorkohle, derbe oft zersprungene Massen, auch wohl feinerdig, noch Spuren der Entstehung aus Torfmooren an sich tragend, gehört hierzu.

Holzige Braunkohle. Massen, welche deutlich die Form und die Struktur des Holzes, oft mit erkennbaren Jahresringen und der Rinde noch an sich tragen, oft den anderen Braunkohlenarten in einzelnen

Stücken eingelagert. Die Bastkohle, aus elastisch biegsamen Lagen von bastartigem, faserigem Gefüge und die Nadelkohle aus lauter braunschwarzen, elastischen Nadeln bestehend, sind nur Modifikationen der holzigen Braunkohlen.

Wachshaltige Braunkohle (Pyropissit) ist eine graugelbe, zerreibliche Masse, die unter Entwicklung schwerer, weisser, stinkender Dämpfe verbrennt und zu einer pechartigen Masse schmilzt, aus der Marchand durch trockene Destillation 62 % Paraffin erhielt.

Die Papierkohle (Dysodil) ist nur eine von Bitumen durchdrungene kieselige Infusorienerde. (S. 153.)

Eine mit Thon, Eisenkies und Markasit ganz durchdrungene Braunkohle ist als Alaunerde für die Darstellung des Alaun aus derselben von Wichtigkeit.

Sehr allgemein verbreitet ist in fast allen Braunkohlen als accessorische Beimengung der Eisenkies und der Markasit, als feiner Ueberzug, eingesprengt in Knollen, und Krystallen und Krystallaggregaten. Seine Umwandlung giebt Veranlassung zur Gegenwart verschiedener schwefelsaurer Salze: Eisenvitriol, Alaun, Gyps, Cölestin, Schwefel. Auch Quarz und Kalkspath kommen vor. Besonders aber sind häufig Kohlenwasserstoffverbindungen der verschiedensten Art, sog. Erdharze: Retinit, Ozokerit, Scheererit, Hartit, Piauzit, Elaterit, Ixolit, Rosthornit, Pyroretin, Euosmit und der für eine bestimmte Stufe der oligocänen Abtheilung der tertiären Formation, die sog. Ligurische Stufe nach C. K. Mayer, besonders charakteristische Bernstein. Dazu kommen noch organische Salze: Oxalit (oxalsaures Eisenoxydul) und Mellit (honigsaure Thonerde).

Wie die Braunkohle nach der einen Seite in die Steinkohle übergeht, so vermittelt sie nach der anderen Seite den Zusammenhang mit den jüngsten Torfbildungen.

Die Lagerungsformen der Braunkohlen sind in vielen Fällen gleichfalls durch die Verbindung mehrerer Flötze und zwischenliegender Thon- und Sandschichten charakterisirt, die Zahl der Flötze ist nie so gross, wie bei den Steinkohlen, ihre Mächtigkeit in der Regel be-

deutender. So erscheinen sie vielfach auch in der Gestalt mächtiger, massiger Stöcke. Die Braunkohlenablagerungen sind in ihrer Lagerung auf das mannichfaltigste gestört, emporgehoben, zerbrochen und verschoben worden, namentlich durch die basaltischen und phonolithischen Eruptivmassen. Im Kontakte mit denselben sind sie an manchen Orten einer Vercoakung und Umwandlung in anthracitartige Pechkohle unterworfen worden. Vergl. S. 168.

Die tertiäre Formation ist die eigentliche Braunkohlenformation, vorzüglich entwickelt erscheint sie in den Ebenen des norddeutschen Tieflandes, wo zahlreiche Braunkohlenbecken am Rhein, in Thüringen, Böhmen, Schlesien, Posen und Polen sich finden. Ausserdem finden sich dieselben am nördlichen Rande der bayerischen Alpen und im nördlichen Steiermark; in England in der Grafschaft Devonshire, auf den Faroer-Inseln und auf Island. In Nordamerika kommen gleichfalls Braunkohlen in weiter Verbreitung vor: in Tennessee, Arkansas, am oberen Missouri, von wo sich diese Lignitgruppe mit einer ungeheuren Mächtigkeit bis nach British Nordamerika ausdehnt, in der Gegend von Vicksburg (Mississipi), in Alabama, in Texas, zu Brandon in Vermont und anderen Orten.

T o r f. Der Torf ist ein von erdharzigen und ulminsauren Stoffen durchdrungenes, dichtes oder lockeres, aus zusammengepressten und in einander verfilzten, zum Theil verkohlten Pflanzentheilen bestehendes licht- bis dunkelbraunes Aggregat. Er hat nur in wenigen Fällen ein höheres spec. Gew. als Wasser. Er verbrennt an der Luft mit Flamme, starkem, unangenehmem Geruch, giebt bei trockener Destillation: Kohle, Holzessig, Theer, Leuchtgas; färbt Kalilauge dunkelbraun.

Nach der chemischen Zusammensetzung: grössere Mengen von Bitumen und Aschen, meist nur bis zu 50 % Kohlenstoff enthaltend. Man unterscheidet: dichten, aus nur wenig fest gepressten Pflanzentheilen bestehenden P e c h t o r f, erdige, zerreibliche T o r f e r d e, dünn lagenförmigen oder blättrigen P a p i e r t o r f, deutliche Pflanzenstruktur

zeigenden Rasentorf, breiartigen, aber ziemlich compakten Schlammtorf, und von Eisenvitriol ganz durchdrungenen Vitrioltorf. Nach den Pflanzenarten, welche den Torf bilden, kann man unterscheiden: Moostorf aus Spagnumarten, Haidetorf aus Erica tetralix, Wiesentorf aus Gräsern (Eriophorum, Carex, Scirpus), Holztorf aus Wurzeln und Stämmen von Weiden und Erlen, Conferventorf aus schwimmenden Wasserpflanzen und endlich Meertorf aus Tangarten gebildet.

Als accessorische Einlagerungen finden sich im Torf: Markasit, Eisenvitriol, Limonit, Blaueisenerde und Retinit. Bemerkenswerth sind die zahlreichen Reste von Pflanzen und Thieren, sowie Erzeugnisse menschlicher Arbeit, die an vielen Orten in den Torfmooren sich gefunden haben. Torfmoore bilden sich noch heute in muldenförmigen Einsenkungen der Erdoberfläche da, wo ein Untergrund durch Schichten gebildet wird, die das Wasser nicht durchlassen. Hierdurch stagnirt dasselbe und die sterbenden Sumpf- und Wasserpflanzen sinken darin zu Boden und dadurch sind die Hauptbedingungen zur Torfbildung gegeben. Torfmoore finden sich in allen Ländern häufig, sowohl auf den Plateau's der Hochgebirge, als auch in Ebenen und im Tiefland.

Erwähnung verdienen hier die verschiedenen Bitumenarten: Asphalt, Naphta, Erdöle, welche als Beimengungen mancher Gesteine auftreten und oft quellenförmig an die Erdoberfläche steigen. Von solchen bituminösen Massen durchdrungene Schiefer, welche mit stark russender Flamme und schwefelig-harzigem Geruche verbrennen, meist thierische Reste enthaltend, werden Brandschiefer genannt, die in verschiedenen Formationen, vom Devon anfangend, vorkommen.

B. Einfache krystallinisch-körnige Gesteine.

I. Stets einfache Gesteine.

1. Eis.

Hydrogenoxyd: Wasser und Eis, die beide eine ganz ausserordentlich wichtige geologische Rolle spielen, sind

der einzige Körper, der im festen und flüssigen Zustande gleichzeitig in grosser Verbreitung auf der Erde vorkommt, und dessen fester Aggregatzustand unter die Gesteine gerechnet werden kann, da er ohne Zweifel bedeutende selbstständige Gebirgsglieder zusammensetzt.

Man kann das Eis nach seiner Entstehungsweise in Schnee- und Wassereis unterscheiden und das erstere wiederum nach seinem Gefüge in Schnee-, Firn- und Gletschereis.

Der Schnee ist ein feines, lockeres Aggregat, bald aus feinen Nadeln, bald aus zierlichen drei- und sechsstrahligen Sternen bestehend und fällt als der durch Kälte zur Erstarrung gekommene athmosphärische Niederschlag zu Boden. So bedeckt er dann in allen über den sog. Schneegrenzen liegenden Theilen der Hochgebirge oder in den nördlichen und südlichen Polargegenden ausgedehnte Oberflächengebiete in mächtigen Schichten.

Das Firneis, ein lockeres oder durch einen Eiskitt verfestigtes Aggregat von weissen Eiskörnern entsteht aus dem sog. Hochschnee in den unterhalb 3500 M. Höhe liegenden Gebirgstheilen. Während des Tages bilden sich hier durch Einschmelzen gleichförmig compakte, sehr harte Eiskörner, welche immer in der folgenden Nacht durch das zwischen ihnen circulirende Wasser, welches von dem Einschmelzen herrührt, zu einer ausserordentlich harten zusammenhängenden Eismasse verkittet werden. Während der warmen Jahreszeit wird über Tag diese Eismasse wieder gelockert, aber während des Winters bleibt sie fest verbunden. Nach unten hin gehen die Lagen von Firneis in das eigentliche Gletschereis über.

Das Gletschereis ist eine feste, harte, compakte Eismasse, die aus grösseren und kleineren Eiskörnern besteht, welche ohne eisiges Bindemittel unmittelbar unter sich durch Aneinanderschmelzen verbunden sind. Die sehr unregelmässig gestalteten Körner des Gletschereises sind nach den optischen Untersuchungen v. Sonklar's wirkliche Eisindividuen und somit ist die Struktur desselben eine ganz typisch-krystallinisch-körnige.

Es entsteht aus dem Firneis, wenn dieses in gerin-

gere Höhen als 2500 M. abwärts gelangt, indem dann die einzelnen Körner desselben zu einer festen Masse verschmelzen und gleichzeitig unter dem Drucke der aufliegenden Firn- und Schneeschichten gepresst und verdichtet werden. Der Firn speist also den Gletscher, wie der Hochschnee den Firn. Das Gletschereis ist specifisch schwerer, als das Firneis. Es ist von zahlreichen Luftblasen und äusserst feinen, nach allen Richtungen netzförmig verlaufenden Haarspalten erfüllt. Grössere Spalten und Schründe durchziehen gleichfalls die Eismasse. Dieselbe zeigt eine deutliche Schichtung aus übereinander liegenden, oft durch dünne Zwischenlagen von Staub und Sand oder Gerölle noch deutlicher markirte Eisschichten. Die Mächtigkeit solcher Gletscher ist oft sehr bedeutend, ihre Erstreckung beträgt zuweilen mehrere Meilen, ihre Breite bis zu einer Meile.

Die Erscheinungen der Gletscher sind ausserordentlich mannichfach und vorzüglich durch ihre Abwärtsbewegung in den Gebirgsthälern, die sie erfüllen, herbeigeführt. Diese Bewegung beruht auf einer durch die von Faraday zuerst erkannten Gesetze der Regelation bedingten Nachgiebigkeit und Plasticität des Eises und den Wirkungen des Druckes der aufliegenden Eismassen und der Gravitation. Die Bewegungen bewirken die regelmässigen Anhäufungen von Gebirgsschutt auf dem Gletscher und an dessen Ende, sowie die Abschleifungen und Polirungen auf den einschliessenden und unterliegenden Felsmassen, die unter dem Namen der Moränen, der Gletscherschliffe, der Rundhöcker (roches moutonnées) eine geologische Bedeutung haben.

Gletscher finden sich erstens in den Hochgebirgen der gemässigten und heissen Zonen (Hochgebirgsgletscher), so in den Alpen, den Pyrenäen, in den Anden von Südamerika, dem Kaukasus und Himalajagebirge, und zweitens in den Ländern hoher Breiten (Polargletscher), wo sie natürlich nicht an so bedeutende Höhen gebunden sind, sondern mit ihren Enden abwärts bis in's Meer hinunterreichen: so die mächtigen isländischen und grönländischen Gletscher, die von Spitzbergen und Novaya Zem-

lya, sowie die neu entdeckten Gletschergebiete der nördlichsten Polarländer des Franz-Josephlandes.

Das Wassereis, als Süsswassereis durchsichtig, klar und grünlich gefärbt, als Meereis trübe und nur durchscheinend, bildet immer dichte, durchaus krystallinische Massen von grosser Härte und Festigkeit. Besonders in den Polargegenden finden sich ausgedehnte, schwimmende Eisfelder. Mit der Bezeichnung Grundeis belegt man die schwammigen, meist schmutzig gefärbten Eismassen, die sich auf dem Boden der Gewässer an gute Wärmestrahler (Steinblöcke, Sandkörner) ansetzen und später, als specifisch leichter wie das Wasser, an die Oberfläche emporsteigen.

2. Steinsalz.

Blättrige, körnige oder faserige Aggregate des gleichnamigen Minerales, wasserhell und durchsichtig, im reinen Zustande aber durch mancherlei Beimengungen gefärbt. H = 2. Sp. G. = 2.2—2.3. Chem. Zus.: Chlornatrium, jedoch ist das in der Natur vorkommende Steinsalz nie rein, sondern enthält immer Beimengungen: Chlorcalcium und Chlormagnesium, die stark hygroskopisch sind und daher auch dem Steinsalze diese Eigenschaft verleihen, Chlorammonium, Chlorkalium (reich daran besonders das an Vulkanen sich bildende Steinsalz), schwefelsaures Natron bisweilen in kleinen Nadeln, schwefelsaurer Kalk, Eisenoxyd, eine sehr häufige, die rothe Farbe bedingende Beimengung, Kupferchlorid oder Kupfergrün, welches das Steinsalz blau oder grün färbt, bituminöse Stoffe, welche braungraue oder blaue Färbungen bewirken, die sich beim Glühen verlieren, Thon, oft so reichlich, dass er das Uebergewicht gewinnt (Salzthon), der beim Auflösen zurückbleibt, endlich gasförmige Beimengungen, welche beim Auflösen des Steinsalzes unter kleinen, knisternden Explosionen entweichen: Knistersalz. Diese Gase scheinen vorzüglich Wasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Kohlensäure zu sein. Auch finden sich im Steinsalze verschiedenerlei mikroskopische Einlagerungen. Besonders

häufig sind hierunter die Flüssigkeitseinschlüsse. Dieselben entsprechen in ihren Formen meist der Krystallform und den Spaltungsdurchgängen des Steinsalzes, d. h. sind cubisch, jedoch kommen auch unregelmässig gestaltete vor. Fast alle enthalten eine Libelle, die oft im Verhältnisse zu der Grösse des Einschlusses sehr gross erscheint, und dann keine Beweglichkeit zeigt, jedoch kommen auch kleinere, deutlich oscillirende Libellen vor. Die Libellen erhalten sich bei Erwärmung nicht gleich, und scheinen nicht alle dieselbe chemische Beschaffenheit zu besitzen. Chlornatriumlauge scheint die Flüssigkeit der Einschlüsse nicht zu sein, da bis jetzt keine Kochsalzwürfel gefunden wurden. Flüssigkeit und Gaslibelle mögen am ehesten Kohlenwasserstoffe von wechselnder Constitution sein. Brewster ermittelte auch, dass es in einigen Fällen eine gesättigte Lösung von Chlormagnesium, gemischt mit etwas Chlorcalcium sei. Auch leere Gasporen, oft perlschnurartig an einander gereiht, sind im Steinsalze häufig. Im Stassfurter Steinsalze liegen schon makroskopisch sichtbare, aber erst unter dem Mikroskope durch Polarisation und deutliche Spaltungsdurchgänge nach drei rechten Winkeln bestimmbare, zahlreiche, kleine Anhydritprismen und Würfel und Aggregate derselben. Auch in Flüssigkeitseinschlüssen desselben Salzes erscheinen Körnchen und cubische Kryställchen von Anhydrit ausgeschieden. Makroskopisch kommt der Anhydrit gleichfalls in dem Steinsalz von Stassfurt in guten Krystallen vor, sowie auch an anderen Orten, so zu Lüneburg, Wieliczka, zu Hall in Tyrol und Bex in der Schweiz. Die rothe Farbe mancher Salze, die wohl meist von Eisenoxyd herrührt, scheint zuweilen auch auf einer Beimengung roth gefärbter Infusorien zu beruhen, die bei der Auflösung unter dem Mikroskope zurückbleiben. In dem sog. Knistersalz von Wieliczka, worin die Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen im Allgemeinen gleichartig denen im übrigen Salze sind, kommen auch solche kleine Anhydritkrystalle, aber auch Eisenkieskrystalle vor. Unter dem Mikroskope lässt sich gut verfolgen, wie durch Auflösung des umhüllenden Salzes die Poren nach und nach mit Knistern zersprengt

werden und dann das Gas perlend durch das Wasser austritt.

Das Steinsalz erscheint gewöhnlich in der Form mächtiger Stöcke und Lager im Verbande mit Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Es zeigt selbst nur eine sehr undeutliche Schichtung, welche nur durch eingeschaltete Anhydrit- und Thonlagen hin und wieder hervortritt.

Nur an wenigen Orten der Erde tritt das Steinsalz in scharfen, weil leicht verwitternden, Felsformen zu Tage: so zu Cardona in Catalonien in steil 300′ aufsteigendem Berge und in der Kirgisensteppe, wo zwischen dem Flusse Ural und dem Flusse Ilek bei der Festung Ilekskaja zastchita, südöstlich von Orenburg, aus den Mergeln und Gypsen ein Salzstock, blendendweiss, fast gletscherähnlich emporsteigt. In durch den Bergbau erschlossenen Lagerstätten findet sich das Steinsalz dagegen in allen Formationen.

Im silurisch-devonischen Gebirge zeigen in den verschiedensten Ländern zu Tage tretende Soolquellen das Vorhandensein von Steinsalz in der Tiefe an, welches also möglicherweise noch älter sein kann, als diese Formationen. Erschlossen ist ein Steinsalzlager im Silur des Staates Virginien U. S., während die Soolquellen von Salina und Syrakus im Staate New-York gleichfalls aus den Gesteinen des oberen Silurs, der sog. Onondaga-Salz-Gruppe hervorbrechen. Im Steinkohlengebirge treten zahlreiche Salzquellen zu Tage, so in den englischen Kohlendistrikten von Durham und Bristol, bei Zwickau in Sachsen und Löbejün bei Halle. Auch die ungeheuren Steinkohlengebiete von Nordamerika sind reich an Salzquellen und nach Rogers ist dem Kohlenkalke West-Virginiens am New-River eine Gypsmasse mit Steinsalz wirklich eingelagert.

Besonders reich an Salzquellen und Salzlagern ist die Dyasformation. Dem Zechsteine gehören die Salzsteine von Artern in Thüringen und Halle a. d. Saale, sowie die schon erwähnte Salzmasse der Kirgisensteppe, und andere Salzlager im Dep. Perm an. Im Buntsandstein

lagern die Steinsalzstöcke von Salzgitter und Sühlbeck (Prov. Hannover), sowie von Schönebeck bei Magdeburg. Auch die Lagerstätte von Stassfurth, von einer Gesammtmächtigkeit von über 1000 Fuss, deren Liegendes aus 800' reinem Steinsalze besteht, sowie die noch mächtigere Salzmasse, die in dem 4000' tiefen Bohrloche zu Sperenberg bei Berlin erbohrt wurde, wo man 1300 M. Steinsalz fand, gehören hierhin. Auch die Lagerstätte von Vic in Lothringen gehört dem Buntsandstein an. Im Muschelkalk liegen die Salzlager am oberen Neckar in Würtemberg, sowie von Ernsthall und Stottenheim in Thüringen. Zum Keuper gehören die Lager von Dieuze in Lothringen, Hall in Tyrol, Berchtesgaden bei Salzburg. Im Lias liegen die steinsalzführenden Anhydrite von Bex im Canton Waadt, Schweiz, in der Kreide treten die westphälischen Soolquellen bei Unna auf, sowie die Steinsalzvorkommen vom Djebel-Melah in Algerien. Zur tertiären Formation gehören der schon genannte Salzberg von Cardona und zwar zu den Nummulitenschichten, die berühmte Lagerstätte von Wieliczka und Bochnia in Gallizien, die gewaltigen Stöcke von Kulgi und Nachitschecran in Armenien, die Steinsalzablagerungen zu beiden Seiten der Karpathen in Ungarn und Siebenbürgen, die Lagerstätte von Rimini in Italien, sowie das mächtige Lager reinen Salzes von Petit Anse in Louisiana, N. A., welches dem jüngsten Tertiär oder sogar nachtertiären Küstenablagerungen zugerechnet wird. Als Bildungen der Jetztzeit müssen die sich fortdauernd vollziehenden Abscheidungen von Salz aus den Salzseen, z. B. dem todten Meere, sowie dem grossen Salzsee von Utah, N. A., angeführt werden, sowie auch das sog. Wüsten- oder Steppensalz, welches als efflorescirender Ueberzug in trockenen Steppen und Prärien die Pflanzen und Sandflächen bedeckt, so in den Rocky Mountains, in Californien, Atacama, S. A., in der Kirgisensteppe und in Arabien.

Eine besondere Erwähnung verdienen die vorzüglich in der Steinsalzlagerstätte von Stassfurth im Grossen und Ganzen in regelmässiger Aufeinanderfolge sich findenden verschiedenen Salze. Ueber dem reinen Steinsalze, welches den liegendesten

Theil der Lagerstätte ausmacht, erscheinen leichter lösliche Salze: Bittersalze, Chlormagnesium, Polyhalit (eine wasserhaltige Verbindung der Sulfate von Kalk, Magnesia und Kali), Kieserit (wasserhaltige schwefelsaure Magnesia) und zu oberst erscheinen die leicht zerfliesslichen Chlorüre des Kalium und Magnesium: Carnallit, die wasserhaltige Verbindung von Chlorkalium und Chlormagnesium, Stassfurthit in Knollen, der im wesentlichen eine kryptokrystalline Varietät des Boracites sein dürfte, sowie der Tachhydrit, der sofort aus der Luft Feuchtigkeit anzieht und zerfliesst (eine Verbindung von Chlorcalcium und Chlormagnesium). Als Seltenheit kommt dann auch oft in grossen schönen Krystallen Sylvin, reines Chlorkalium, vor.

In manchen Sandsteinen, Schieferthonen und Kalken solcher Formationen, die vorzüglich salzführend sind, finden sich eigenthümliche Pseudomorphosen nach Kochsalz, verzerrte Würfel, oft verdrückt, aber mit den charakteristischen, treppenförmig vertieften Flächen, in manchen Gegenden in ungeheurer Zahl sich findend, z. B. im Keupersandstein von Esslingen bei Stuttgart, im Mergel von Gössling bei Ips in Oesterreich und an vielen anderen Orten. Auch in den salzführenden Schichten von Nordamerika, z. B. im Onondagagebiete, finden sich die Pseudomorphosen (dort hoppers genannt) in grosser Zahl. In den Salzthonen von Westeregeln bei Stassfurth, sowie zu Berchtesgaden, kommen ähnliche Pseudomorphosen von Steinsalz nach Steinsalz vor, die Weiss und Kobell beschrieben haben (Z. d. d. Geol. Jahrg. 1873 u. Journ. f. pr. Chem. 1861 S. 420).

3. Flussspath (Fluorit),

Als sog. dichter Flussspath bildet der Fluorit stock- und gangförmige Einlagerungen in anderen Gesteinen von beträchtlicher Ausdehnung, grünlichweiss oder blaugrau, gefleckt und streifig. H = 4. Sp. G. = 3.01—3.25, im reinen Zustande Fluorcalcium: CaF. Der dichte Flussspath von Stollberg am Harz enthält mikroskopisch beigemengte, deutlich die Combination von Prisma und Pyramide zeigende Kryställchen von Quarz, sowie eingelagerte Körnchen von Eisenoxyd und Kohlenpartikelchen. Sehr deutlich sind diese letzteren auch in dem

dichten grünen Flussspath von Pontgibaud, der ausserdem winzige Kryställchen von Pyrit zum Theil regelmässig geordnet enthält.

Als Ausfüllung eines über 100 Fuss mächtigen Ganges mit Quarz und Brauneisenstein erscheint dichter grüner Flussspath bei Rottleberode und Strassberg unweit Stollberg am Harz, hier ragt der Flussspath in hohen Felsen und Kämmen aus dem Gneiss hervor, dem er eingelagert ist. Auch bei Steinbach in Meiningen und nach Descloizeaux zwischen Gabas und den Bädern von Panticosa in den Pyrenäen, sowie in verschiedenen Gegenden von Nord-Amerika, z. B. zu Trumbull in Connecticut, bildet er mehr oder weniger mächtige Gänge in den krystallinischen Gesteinen.

4. Kryolith.

Der triklin krystallisirende Kryolith ist in derben Massen nur an einer einzigen Oertlichkeit bisheran gefunden worden. Dort aber erscheint er in solcher Ausdehnung, dass man ihn doch wohl als selbstständiges Gestein betrachten kann. Er ist schneeweiss oder etwas gelblich und röthlich gefärbt, nach Taylor soll er diese lichte Farbe nur bis zu 10—15' unter die Oberfläche behalten, tiefer aber dunkel oder schwarz gefärbt sein; ein Grund für diese Bleichung ist noch nicht mit Sicherheit erkannt.

Der Kryolith schmilzt schon an der Lichtflamme und färbt sie röthlich-gelb. Die dickschaaligen Aggregate zeigen nicht selten eine lamellare, zwillingsartige Zusammensetzung. H = 2.5—3. Sp. G. = 2.95—2.97. Der chem. Zusammensetzung nach ist er eine Verbindung von Fluornatrium und Fluoraluminium ($6 NaF + Al^2F^6$). Er kommt in einer Bai des Arksutfiordes in West-Grönland, etwa 12 Meilen von der dänischen Niederlassung von Arksut entfernt, als ein 80' mächtiges, gangartiges Lager im Gneiss vor, welches auf 300' hin zu Tage liegt. Mit ihm kommen Bleiglanz, Blende, Spatheisen, Pyrit, Flussspath, Kupferkies, Zinnerz, oft in schönen Krystallen vor. Von Grönland kommt er in grossen Quantitäten nach

Europa und den Vereinigten Staaten, um zur Sodafabrikation, zur Darstellung des Aluminium's und auch zur Glasfabrikation verwendet zu werden.

5. Gyps.

Das Gypsgestein ist ein körniges, späthiges, faseriges oder dichtes, meist weiss oder gelblich, roth und braun gefärbtes Aggregat von einzelnen Gypsindividuen, es besteht daher vorzüglich aus wasserhaltigem, schwefelsaurem Kalk: $CaSO^4 + 2aq$ mit 46.5 Schwefelsäure, 32.6 Kalk und 20.9 Wasser, nur mit wenig Kieselsäure, Thon und Eisenoxyd verunreinigt, auch durch bituminöse Substanzen, die ihm schwärzliche, graue Farben verleihen. H = 1.5—2, mit dem Fingernagel ritzbar. Sp. G. = 2.26—2.4. Durch diese geringe Härte und durch seine Unlöslichkeit in Säuren ist er von manchen ihm ähnlich sehenden Kalksteinen zu unterscheiden. Giebt im Kolben Wasser, wird vor dem Löthrohr trübe und weiss und schmilzt zu weissem Email.

Man kann besonders folgende Varietäten unterscheiden:

Späthiger Gyps, sehr grosskörnige Aggregate oft fusslanger, meist linsenförmiger Individuen; findet sich verbreitet in Polen und Oberschlesien als tertiäre Bildung, kleinere Massen auch an anderen Orten, z. B. der thüringschen Zechsteinformation.

Schuppig-körniger Gyps, durch die parallele Stellung der Hauptspaltungsflächen blättrig-schuppig.

Körniger Gyps, klein bis feinkörnig, oft lockerkörnig wie Zucker, weiss und verschieden gefärbt, gestreift, geadert, glänzend und perlmutterschimmernd; pseudoporphyrisch durch grössere Gypsspathkrystalle.

Dichter Gyps, höchst feinkörnig, in verschiedenen Farben, meist mit Thon und Bitumen gemengt. Solche Gemenge von Gyps und Thon, worin oft die beiden Bestandtheile lagenweise mit einander abwechseln, hat man Thongyps genannt.

Der von Bitumen dunkel gefärbte und schon beim

Zerschlagen einen brenzlichen Geruch abgebende Gyps wird als Stinkgyps bezeichnet.

Faseriger Gyps, meist dünne, plattenförmige Lagen in anderen Gypsvarietäten oder in Thonen und Mergeln bildend, seidenglänzende Fasern, die meist senkrecht auf den Seitenflächen der Platten stehen.

Als accessorische Gemengtheile kommen vor:

Schwefel, Realgar und Auripigment (Hall in Tyrol), Steinsalz (Segeberg in Holstein), Schaumkalk (Oberwiederstädt in Thüringen), Magnesitspath (Hall), Bitterspath (Miemo in Toscana, Kittelsthal bei Eisenach), Boracit (Kalkberg bei Lüneburg), Natroborocalcit (Windsor, Nova Scotia), Bergkrystall (Kittelsthal, Recoaro im Vicentin), Eisenkiesel (St. Jago di Compostella), Glimmer (Val Canaria), Talk, Speckstein (Schweiz), Rutil (Valencia), Blende (Hall), Fahlerz (Altgebirg in Ungarn), Eisenkies (Osterode), Bernstein (Segeberg). Mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse kommen im Gyps vor.

Er erscheint meist ungeschichtet, aber stark zerklüftet und von Hohlräumen durchzogen, weil er leicht in Wasser löslich ist. Die Hohlräume, Gypsschlotten, erweitern sich oft zu weitläufigen, schlauchartigen Canälen und Höhlen. Mit Thon, Mergel, Steinsalz, Anhydrit und Kalkstein verbunden findet sich der Gyps in linsen- oder stockförmigen Einlagerungen in sehr verschiedenen Formationen.

Er kommt vor in den altkrystallinischen Schiefern des St. Gotthard, den silurischen und devonischen Schichten von Nord-Amerika, sowie von Cur- und Livland, in der Steinkohlenformation Virginien's und Neuschottland's, besonders aber ist er in Zechstein und Trias ganz bedeutend entwickelt.

Im Zechstein erscheint am Südrande des Harzes und in Thüringen ein 6 Meilen langer Gypszug von Osterode bis nach Sangerhausen; zum Buntsandstein gehört der Gyps von Jena und Eisenach; zum Muschelkalk die Gypse des Ostabhanges des Schwarzwaldes, besonders der untern Neckargegend bei Sulz in Würtemberg; im Keuper a. a. O. in Würtemberg und in Baden. Der Liasformation ge-

hören die Gypse der Cevennen im südwestlichen Frankreich an, tertiäre Gypse kommen im Pariser Becken, in Oberschlesien, in der Provence, in Piemont u. a. vor. Bemerkenswerth ist noch das Vorkommen von Gyps in kleineren oder grösseren Schollen in den Tuffen der Liparischen Inseln, der Auvergne (den basaltischen Tuffen in Verbindung mit den Süsswasserkalken der Auvergne, so am Puy de Corrent und Puy de St. Romain bei Veyre-Monton), in den zu Thon umgewandelten Palagonittuffen Island's u. a., wo seine Bildung mit vulkanischen Exhalationen von schwefeliger Säure und Schwefelwasserstoff in Verbindung zu bringen ist.

6. Anhydrit.

Das Anhydritgestein ist ein grobkörniges bis dichtes Aggregat der gleichnamigen Mineralspecies und besteht daher wesentlich aus schwefelsaurem Kalke mit 41.25 CaO und 58.75 SO_3. Sp. G. = 2.8—3. Härte = 3—3.5, dadurch von Gyps zu unterscheiden. Lichte Farben, gelblich, röthlich, blaugrau. An feuchter Luft liegend zieht er allmälich Wasser an und geht in Gyps über.

Seine Varietäten sind vorherrschend körnig und dicht, manchmal kommen darmartig gewundene Massen vor: Gekrösestein. Im dichten Anhydrit kleine Massen von späthigem, faserigem oder strahligem Anhydrit. Accessorische Bestandtheile sind: Steinsalz (Lüneburg, Berchtesgaden), Glimmer (Val Canaria am St. Gotthard), Boracit (Lüneburg). Nur selten zeigt der Anhydrit eine deutliche Schichtung, er bildet Stöcke und Lager in verschiedenen Formationen, steht aber selten zu Tage an, da er an der Oberfläche durch den Einfluss der Athmosphärilien sehr schnell in Gyps umgewandelt wird.

Da er in dieser Weise auch stets von Gyps begleitet wird, so gelten für sein Vorkommen fast alle beim Gyps vorher angeführten Oertlichkeiten.

7. Kalksteine.

Unter diesem Namen sind alle makro- oder mikrokrystallinischen Aggregate von Kalkspath zusammen-

gefasst, die nach Texturverhältnissen und verschiedenartigen Beimengungen in eine ganze Reihe von Varietäten sich trennen lassen. Als eigentlicher Typus der Kalksteine kann der körnige, krystallinische Marmor gelten, dessen einzelne, rhomboëdrisch spaltbare Individuen oft von einander zu unterscheiden sind.

Der chemisch reine Kalkstein würde aus 56 % Kalk und 44 % Kohlensäure bestehen, manche Kalksteine sind fast rein, jedoch enthalten die meisten wechselnde Mengen von kohlensaurer Magnesia, kohlensaurem Eisenoxydul oder Maganoxydul, sowie Verunreinigungen von Quarz, welcher die Härte erhöht, von Thonerde und Eisenoxyd, welches braune und ockergelbe Färbungen verursacht, Kohle und Bitumen, die dunkelgraue bis schwärzliche Färbung bewirken, wobei der Kalkstein durch Schlagen und Erwärmen stinkt (Stinkkalk). Im Allgemeinen herrschen die weissen Farben vor, in Folge von Beimengungen erscheint der Kalkstein aber auch verschiedenartig gefärbt, gebändert, marmorirt. Die Härte ist durchschnittlich = 3, oft geringer, aber stets leicht mit dem Messer ritzbar; spec. Gew. = 2,6—2,8. Lösst sich schon in Stücken in der Kälte und in Salzsäure unter heftigem Brausen auf, was der Dolomit nicht so thut, ist unschmelzbar vor dem Löthrohr, leuchtet in hoher Temperatur mit starkem, weissem Lichte und verliert dann seine Kohlensäure.

Krystallinisch-körniger Kalk oder Marmor.

Die deutlich sichtbaren einzelnen Kalkspathindividuen sind ungefähr von gleichmässiger Grösse, fest mit einander verwachsen, so dass sie, nach allen Seiten sich berührend, vollkommen den Raum erfüllen. Schon Oschatz hat an Dünnschliffen unter dem Mikroskope erkannt, dass die Kalkspathkörner polysynthetisch-lamellare Zwillingsverwachsungen nach der Fläche des ersten stumpferen Rhomboëders zeigen, die sich im polarisirten Lichte als eine farbige Streifung ausspricht. Ein einziges Kalkspathkorn ist oft aus 40 und mehr solcher Zwillingslamellen

zusammengesetzt. Dabei sind die Umrisse der Körner unregelmässig, eckig, rundlich, in jedem Korne laufen die bald breiteren, bald schmäleren Lamellen in anderer Richtung. In allen bis jetzt untersuchten körnigen Kalken haben die Kalkspathkörner alle die Zwillingsstreifung, neben der die Spaltungsrichtungen, unter nahezu gleichen Winkeln mit der ersteren sich schneidend, zu beobachten sind. In solchen Kalksteinen, welche beigemengte Dolomitkörner enthalten, zeigen diese letzteren die Zwillingsstreifung nicht, reiner Dolomit besteht nur aus Körnern ohne solche Zwillingsstreifung, so dass in körnigen Kalksteinen der Dolomitgehalt schon an der Anzahl der im Gemenge liegenden einfachen, nicht zwillingsgestreiften Dolomitkörner sich bestimmen lässt.

Die Varietäten des körnigen Kalkes sind grob- bis zuckerartig feinkörnig und bilden Uebergänge zu den mikrokrystallinischen, dichten Kalken. Am häufigsten sind weisse Farben, oder lichte Nüancen von gelb, roth, blau, jedoch kommen auch dunklere, sogar schwärzliche Färbungen vor, mehrere Farben nebeneinander bilden Streifen, Wolken, marmorirte Zeichnungen. Vorzüglich schöne, reine, weisse, körnige Kalksteine sind die berühmten Statuenmarmore von Carrara in Italien, von Paros und Pentelikon in Griechenland, sowie von Schlanders in Tyrol, die 99 % kohlensauren Kalk enthalten.

Besonders reich ist der körnige Kalk an accessorischen Gemengtheilen, die oft so reichlich vorhanden sind, dass dadurch scheinbar gemengte Gesteine mit pseudoporphyrischer Textur entstehen. So ist der sog. Cipollin mit Glimmer und Talkblättchen gemengter körniger Kalk, der dadurch eine gewisse Schieferstruktur erlangt hat (Pentelikon in Griechenland); der Ophicalcit ist ein von Serpentinadern und Flecken durchzogener Kalkstein (Verde antico), (Raspenau im Isergebirge, Tunaberg in Schweden). Calciphyr wurden körnige, durch Granate, Vesuviane u. a. Beimengungen porphyrartige Kalksteine genannt. Ein solcher Kalkstein mit Granat, Datholit und Idokras kommt zu Santa Clara in Californien vor und auch in den Hochpyrenäen giebt es solche Kalksteine mit

vielen braunen Granaten, deren Kern immer ein Krystall von tiefgrünem Idokras ist. Die sog. Hemithrène sind nur kalkhaltige Diabase und Diorite und dürfen nicht zu den Kalksteinen gestellt werden. Die sog. Breccie von Seravezza in Italien ist ein von Talkstreifen durchzogener, breccienartig, netzförmig gezeichneter Kalkstein, Hislopit sind durch Glauconit grün gefärbte körnige Kalksteine von Takli in Ostindien, Anthrakonit die durch beigemengte Kohle, zugleich mit Bitumen, schwarzgefärbten Kalksteine von verschiedener Korngrösse, wie sie im Russbachthal im Salzburgischen, bei Namur in Belgien u. a. vorkommen.

Ausserdem erscheinen aber mehr oder weniger häufig folgende Mineralien in den körnigen Kalksteinen: Graphit, Flussspath, Apatit, Spinell, Korund, Quarz, Feldspath, Dipyr, Couzeranit, Petalit, Lasurstein, Apophyllit, Skapolith, Wollastonit, Chondrodit, Turmalin, Vesuvian, Granat, Epidot, Hornblende, Strahlstein, Grammatit, Amianth, Augit, Hypersthen, Bronzit, Glimmer, Talk, Serpentin, Zirkon, Pyrochlor, Titanit, Perowskit, Rutil, Magnetit, Bleiglanz, Kupferkies, Molybdänglanz, Magnetkies, Eisenkies, Blende, Schwefel, und als besonders häufig in Nestern und Adern: Kalkspath, Aragonit, Braunspath. Auch Bruchstücke fremder Gesteine sind in körnigen Kalken gefunden worden. Deutliche Schichtung zeigt der körnige Kalk selten; durch Zerklüftung zerfällt er in mächtige, polyëdrische Stücke. Er erscheint selten von beträchtlicher Ausdehnung, meist Lager und Stöcke namentlich in krystallinischen Schiefergebirgen bildend, auch als Umwandlungszone am Contakte dichter Kalksteine mit Eruptivgesteinen, z. B. am Kaiserstuhl im Breisgau, auf der schottischen Insel Man u. a. O.

Im Granit und auf den Grenzen des Granites sind körnige Kalksteine in den Pyrenäen, z. B. am Südabhange des Port d'Oo, verbreitet, in den Cevennen und im Staate New-York. Zahlreiche Stöcke lagern im Gneiss, so zu Auerbach an der Bergstrasse, Parjas in Finnland, Trondjen in Norwegen, Perthshire in Schottland, an mehreren Punkten in den nordamerikanischen Staaten, z. B.

in der Orange County in New-York. Im Glimmerschiefer treten körnige Kalksteine auf: in der Centralkette der Salzburger Alpen, am südlichen Fusse des Fichtelgebirges, in den Sudeten und dem Riesengebirge, am Mont Cenis in Savoyen, am Splügen in der Schweiz, am Ortles in Tyrol. Auch im Gebiete der Thonschiefer der Uebergangsformation, z. B. zu Carrara, in der Juraformation der Pyrenäen, in der Kreide von Südfrankreich erscheinen körnige Kalke.

Manche Kalksinter gehören ihrer grosskörnigen Zusammensetzung nach zu den körnigen Kalken, so besonders die in Form von Stalaktiten oder Stalagmiten in den Höhlungen von Kalksteingebirgen vorkommenden sog. Tropfsteine.

Krystallinisch-dichter Kalkstein.

Erst durch Anwendung des Mikroskopes zur Beobachtung dünner Plättchen zeigt sich, dass auch diese anscheinend dichten, aphanitischen Kalksteine ein Aggregat kleiner, innig mit einander verwachsener Kalkspathkörnchen sind, oder dass sie aus mehr oder weniger vorherrschenden Resten organischer Substanz, gemengt mit krystallinischen Körnern bestehen. Die kalkigen, organischen Reste, vorherrschend von Korallen und Enkriniten herrührend, sind theilweise selbst krystallinisch geworden und durch krystallinische Kalkspathsubstanz, welche in die Zwischenräume hineinfiltrirte, verkittet. So könnten manche dichten Kalksteine in gewissem Sinne zu den klastischen Gesteinen gerechnet werden, insofern sie vorzüglich aus dem Trümmermaterial kalkiger Schaalthiere bestehen.

Die dichten Kalksteine haben einen splittrigen oder feinerdigen, im Grossen flachmuscheligen Bruch. Ihre Farben sind sehr verschieden, weiss, gelb, besonders grau, röthlich und braun. Bläuliche und grünliche Kalksteine sind nach Ebelman und Göbel durch eine geringe Beimengung von Eisenbisulphurat gefärbt. Auch die dichten Kalksteine sind zuweilen vielfarbig, geadert, gestreift, gefleckt. Diese bunten Marmorzeichnungen wer-

den durch Adern und Nester von Kalkspath oder von Korallen- und Krinoidenresten bewirkt, welche mit helleren und weissen Farben in der dunklen dichten Kalkmasse hervortreten.

Die dichten Kalksteine sind nie so reine kohlensaure Kalkerde, wie die körnigen weissen Marmorarten, die Carbonate der Magnesia, des Eisens und Mangans sind stets in grösserer Menge vorhanden. Ausserdem Thonerde, Kieselsäure, Kohle und Bitumen.

An accessorischen Bestandtheilen ist der dichte Kalk weit ärmer, wie die krystallinisch-körnigen Kalke. Es kommen darin vor: Realgar, Auripigment, Anthracit, Schaumkalk, Quarz, Albit, Glimmer, Blende, Bleiglanz, Eisenkies, Kupferkies, Schwefel, Faserkohle und in Drusenräumen finden sich nicht selten Krystallgruppen von Kalkspath, Baryt, Cölestin, Bitterspath, Quarz, Weissbleierz, Gelbbleierz, Malachit; in Nestern und Adern durchschwärmen ihn: Kalkspath, Bitterspath, Quarz, sowie metallische Mineralien: Zinkspath, Kieselzinkerz, Eisensteine, Bleiglanz, Blende u. A.

Sehr häufig sind darin die wohl erhaltenen und makroskopisch sichtbaren Reste von Organismen, die manche Kalksteine zum grössten Theile zusammensetzen und Veranlassung sind, solche Kalksteine nach ihnen zu benennen (vergl. hierzu die Tabelle). Die Schaalen auch der lebenden Mollusken bestehen vielfach fast aus reinem kohlensaurem Kalke: Madrepora palmata 94,81 %, Astraea Orion 96,47 %, Chama 97 %, Ostrea 93,9 %, allerdings ist derselbe oft zum grossen Theil in diesen Schaalen als Aragonit vorhanden. Auch die bei der Kreide S. 157 erwähnten mikroskopischen Gebilde, die sog. Coccolithen, die in der weissen Schreibkreide und im Tiefseeschlamm gefunden worden sind, wurden in dichten Kalken verschiedener, allerdings nur der jüngeren Formationen vom Muschelkalke abwärts gefunden, wenn diese Kalke schlämmbare Proben zu nehmen gestatten; in den dichten Kalken, die in Dünnschliffen selten eine vollkommene Durchsichtigkeit erlangen, werden solche winzige Formen, auch wenn sie erhalten wären, doch kaum sichtbar werden. In weiterer

Verbreitung werden wir ihnen noch in den zu der Gruppe der Kalke gehörigen Mergeln begegnen.

Die Kalksteine besitzen meist eine mehr oder weniger deutliche Schichtung; die Schichten sind theils dünn, theils ausserordentlich mächtig. Durch Zerklüftungen zerfallen sie in quaderförmige oder auch unregelmässig polyëdrische Blöcke. Manche Kalksteine besitzen auch eine mit ihrer Schichtung nicht zusammenfallende transversale Schieferung, die sich in sehr bemerkenswerther Weise auch an den eingelagerten Resten von Korallen und Muscheln ausspricht. Diese besitzen nämlich dann eine ersichtlich platt gedrückte Gestalt und liegen alle der Schieferung parallel, was bei den nicht transversal geschieferten nicht der Fall ist. Die Stielglieder der Enkriniten, die z. B. in nicht geschieferten Kalken einen kreisrunden Querschnitt zeigen, sind in den transversal geschieferten Kalken zu lang elliptischen Durchschnitten verdrückt oder ganz unregelmässig gequetscht und gespalten und auch ihre inneren Zellen sind plattgedrückt. Selbst die Rhomboëder von Kalkspath und Dolomit erscheinen zusammengedrückt und zerbrochen und die kleinsten Kalkspathkörnchen übereinstimmend abgeplattet. Ausser der oft zelligen, porösen Beschaffenheit der Kalksteine sind diese Absonderungsverhältnisse gleichfalls auf die Zersetzung derselben von Einfluss.

Nach den vorherrschenden Beimengungen unterscheidet man folgende Arten:

Dolomitischer Kalkstein. Kalke mit einem sehr wechselnden Gehalte an kohlensaurer Magnesia, dadurch ist das spec. Gewicht etwas höher, es lösen sich dieselben weniger leicht in Salzsäure und lassen mit Essigsäure einen Rückstand. Der Gehalt an Dolomit schwankt zwischen 3 — 20 %, solche Kalksteine, die einen höheren Dolomitgehalt besitzen, kann man füglich zu den Dolomiten rechnen. Die dolomitischen Kalksteine sind oft zellig und porös.

Kieseliger Kalkstein. Dichter Kalkstein, der mit mehr oder weniger Kieselsäure, in der Form von Quarz, Hornstein oder auch Opal durchdrungen ist. Die

Gegenwart der oft ausserordentlich fein vertheilten Kieselsäure verräth sich immer an der sehr bedeutenden Härte. Der Gehalt kann bis zu 48 % Kieselsäure sich steigern, dann wird das Gestein schon so hart, dass es dem Ritzen durch das Messer widersteht. Die Kieselsäure zeigt sich makroskopisch in Nestern, Adern und Nieren von Chalcedon, Hornstein und Opal ausgeschieden. Im Dünnschliffe solcher Kalke lässt sich die striemenartige, lagenweise Durchdringung der ganzen Masse und die Umhüllung der einzelnen Kalkspathkörner sehr gut wahrnehmen, bei der Behandlung eines dünnen Blättchens mit Säure bleibt ein fein maschenförmiges Skelett der Kieselsäure zurück. Oft sind diese Kieselkalke porös und enthalten in den Poren stalaktitische Bildungen von Chalcedon oder Krystalldrusen von Quarz. An organischen Resten kommen in ihnen Süsswasserconchylien vor. Besonders reich an solchen verkieselten Kalken sind die tertiären Formationen des Pariser Beckens, der Auvergne und Ungarns.

Thoniger Kalkstein. Der dichten Kalkmasse sind 15—20 % Thon beigemengt; gelb und grau gefärbtes, meist weicheres Gestein als der gewöhnliche Kalk. Vielfach in's Erdige und damit zu den Mergeln übergehend, zuweilen Kugeln und Knollen von Eisenkies und Markasit enthaltend.

Eisenkalkstein. Der dichte Kalk ist mit Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat in grösserer oder kleinerer Quantität gemengt, wodurch braunrothe, ockergelbe Farben bedingt sind. Dabei sind diese Kalksteine meist etwas kieselig und thonig, oft porös und zellig, in den Hohlräumen Eisenspath und Eisenocker.

Glaukonitischer Kalkstein. Gewissen thonigen Kalken sind Körner von Glaukonit oft so reichlich beigemengt, dass dadurch die Gesteine eine grüne Farbe erhalten.

Sandiger Kalkstein (Grobkalk) ist ein Gemenge von Kalk mit Sandkörnern, Thon, Eisenoxyd und zuweilen Glaukonit, so dass der Kalkgehalt manchmal gegen diese zurücktritt.

S c h i e f e r k a l k. Darunter versteht man solche dichte Kalksteine, in denen Thonschieferlagen von verschiedener, abwechselnder Stärke in wellenförmig-paralleler Anordnung so über- und durcheinander verflochten sind, dass ein Netzwerk von Thonschiefer entsteht, in dem die Maschen mit Kalksteinlinsen erfüllt sind. Die Menge des vorhandenen Thonschiefers ist verschieden, oft erscheinen auch nur einzelne wellige Lagen oder platte Nieren im Kalksteine. Die verschiedene Färbung der Kalk- und Thonschieferzonen bedingt dann treffliche Marmorzeichnungen.

B i t u m i n ö s e r K a l k (Stinkkalk). Dichte Kalkmasse mit mehr oder weniger Bitumen durchdrungen, so dass sie beim Reiben oder Schlagen einen eigenthümlich stinkenden Geruch giebt, oft thonig oder dolomitisch; dunkelgraue oder schwarzbraune Farben. Der Gehalt an Bitumen ist nie sehr bedeutend und übersteigt kaum 5 %. In den Drusenräumen ist oft Asphalt oder Steinöl vorhanden, Kalkspath, Eisenkies, Hornstein und Schwefel kommen gleichfalls darin vor. Das Vorkommen ist meist ein untergeordnetes in älteren Formationen: Andrarum in Schweden, Iberg am Harz im Silur und Devon u. a. O. in den jüngeren Formationen.

O p h i c a l c i t e. Diese durch unregelmässig in dem Kalkstein verlaufende Serpentinadern ausgezeichnete Varietät, deren schon bei den körnigen Kalken gedacht worden, kommt auch bei dichten Kalken vor.

Dass die Serpentinkörner, die in manchen Ophicalciten erscheinen, früher Olivin gewesen, lässt sich unter dem Mikroskope deutlich erkennen, da in der fasrigen, wellig geformten Serpentinmasse noch einzelne deutliche Olivinkörner als Reste übrig geblieben sind. Sie liegen wie Maschen in dem Serpentinnetzwerke. Manche dieser Erscheinungen erinnern unwillkürlich an die Formen des vielbesprochenen E o z o o n c a n a d e n s e. In den Urkalken der ältesten Schichten Canada's hatten William Logan und Dawson ein eigenthümliches Fossil zu finden und den Foraminiferen zurechnen zu müssen geglaubt, dem sie den obigen Namen gaben. Auch der treffliche Kenner der Foraminiferen, W. Carpenter, hielt die aus abwechselnden Lagen

von Serpentin und kohlensaurem Kalk resp. Magnesia bestehenden scheibenförmigen, oft 1 Fuss Durchmesser und einige Zoll Dicke haltenden Massen für Reste einer vielkammerigen grossen Foraminifere von dem Habitus der Acervuliniden M. Schultze. Die Serpentinmasse ist, wie die Glaukonitausfüllung mancher moderner Foraminiferen, in das Innere der Kammern eingedrungen, während die Kalklagen den ursprünglichen Kalkwänden entsprechen. In diesen findet sich an gut erhaltenen Stücken ein verzweigtes Canalsystem, welches mit den ursprünglichen Kammerhöhlen in Verbindung steht und gleichfalls mit einem unlöslichen Silikat erfüllt ist. Zu vergleichen ist das Canalsystem dem an noch lebenden und fossilen Foraminiferen nachgewiesenen; ganz ähnlich erscheinen die interseptalen Canäle auch an manchen Nummuliten. Aber schon Bailey und nachher Harkness, sowie besonders King und Rowney glaubten beweisen zu können, dass die eozonale Struktur in einer ganzen Reihe jüngerer serpentinhaltiger Gesteine sich finde und nichts sei, als eine durch Serpentin bewirkte anorganische Gesteinsbeschaffenheit. Nachgewiesen wurde später das Eozoon noch von Gümbel im körnigen Kalk des bayrischen Waldes, von Hochstetter im Kalke von Krumau in Böhmen, A. Fritsch fand es in dem Kalk von Raspenau in Böhmen, Pusyrewski im Finnländischen von Hopunwara bei Pitkäranta. Auch Zirkel hat einige Bedenken gegen die organische Natur des Eozoon geltend gemacht, besonders die vollkommene Gleichartigkeit der Mikrostruktur der nachweislich aus Olivin entstandenen Serpentinkörner und der Massen des ächten Eozoon. Auch diese verrathen in manchen Präparaten unzweifelhaft ihre frühere Olivin-Natur. Die als echtes Eozoon bezeichneten und solche Kalk- und Serpentinbildungen, die Niemand mehr mit einem Organismus in Verbindung bringt, kommen neben einander in demselben Stücke vor. Hier erscheinen auch niemals die cylindrischen Ausläufer, die als Serpentinausfüllung eines interseptalen Kanalsystemes gelten sollen, ja nicht einmal die Ansatzstellen einer abgebrochenen Verästelung dieser Art, die von dem ursprünglichen Kammerraum ausstrahlen sollte. Dagegen hat zuletzt M. Schultze aus dem Studium der Originalpräparate von Dawson und Carpenter sich wieder ganz für die organische Natur entschieden. Die Struktur der Kanäle hat er durch Aetzen und durch künst-

licher Färbung auf das Deutlichste kenntlich gemacht. Wenn auch eine grosse Aehnlichkeit mit manchen lediglich durch die anorganische Struktur von Serpentinkörnern bedingten Formen nicht zu verkennen ist, so zeigten doch die Präparate M. Schultze's eine so besonders auffallende Uebereinstimmung in der Form der Kanäle mit denen von Polytrema unter den lebenden Acervuliniden, dass bei Erwägung dieser Verhältnisse der grosse Kenner der Foraminiferen nicht an der organischen Natur des Eozoon's und daran, dass es eine Foraminifere sei, ernstlich mehr zweifeln zu können glaubte. Auch wirkliche Reste von organischer Substanz glaubte er darin sehen zu dürfen, dass sich die blendend weisse Masse der Canäle durch Glühen schwarz brannte. Leider wurde der vollständige Abschluss der Arbeit und die Veröffentlichung der vortrefflichen, diese Strukturverhältnisse erläuternden Abbildungen durch den Tod des Autors verhindert. Aber die organische Natur des Eozoon's scheint doch dadurch eine sehr wesentliche Stütze erhalten zu haben.

Oolithischer Kalkstein.

Sphärolithe (Vergl. S. 110 ff.) von krystallinischem, körnigem oder fasrigem Kalke mit cumularer, circularer, radialer oder reticularer Struktur sind durch ein dichtes, erdiges, kalkiges oder thonigkalkiges Cäment zu einem Gesteine verbunden. Das Verhältniss von Sphärolithen und Bindemittel ist ein wechselndes, manchmal herrschen die ersteren so vor, dass sie sich unmittelbar berühren und nur in ganz kleinen Zwischenräumen das letztere zu erkennen ist, oft aber ist auch das letztere so vorwaltend, dass nur einzelne Sphärolithe darin eingestreut liegen. Die Grösse der Sphärolithe ist sehr verschieden, von der eines Hirsekornes bis zu der einer Erbse, selten darüber. Die Struktur derselben ist oft eine sehr deutliche. Bei circularer Anordnung werden einzelne Schaalen fasrigen Kalkes durch dunklere Thonschaalen getrennt, oft sind auch in den Kalkschaalen schon einzelne Rhomboëder sichtbar, die nachher zunehmen, so dass manche Sphärolithe die cumulare Struktur aus lauter rhomboëdrischen Kalkspathkörnern mit regellos zwischenliegender Thonmasse zeigen. Sehr regelmässig erscheint auch die reti-

culare Anordnung in manchen Sphärolithen. Querschnitte solcher Kugeln zeigen, dass sie aus zahlreichen concentrischen Schichten von abweichender Dicke und Durchsichtigkeit bestehen, die vom Centrum aus von helleren radialen Strahlen durchzogen sind, die nach dem äusseren Rande zu breiter werden. Zwischen diesen Hauptstrahlen, die manchmal zu 8 mit einer gewissen Constanz erscheinen, gehen noch kleinere und kürzere Zwischenstrahlen durch die concentrischen Schichten hindurch. Oft liegen 60—70 einzelne Schichten übereinander. Bei starker Vergrösserung lösen sich dieselben in viele kleine runde Körper auf, deren Durchmesser wohl kaum mehr als $^1/_{800}$—$^1/_{400}$ Linie beträgt. Noch andere Oolithkörner zeigen im Centrum eine Anhäufung winziger Kalkspathkörnchen, und von da ausgehend nur eine feine radiale Faserung.

Nicht immer bildet den Mittelpunkt solcher Sphärolithe ein fremdartiger Körper, sie sind zuweilen hohl oder bis zum Centrum gleichartig, mit der ihnen eigenthümlichen Masse erfüllt. Jedoch kommen auch solche vor, in denen ein Sandsteinkorn, der Rest einer Muschelschaale, einer Koralle oder eines Krinoidenstielgliedes im Centrum umschlossen ist. Im letzteren Falle erscheinen die Sphärolithe als Incrustationen von innen nach aussen gebildet, die Gümbel als Extooolithe bezeichnet, im ersteren Falle liegt der Bildung eine blasenartige Hülle zu Grunde, die von aussen nach innen sich erfüllt hat, Entooolithe Gümbel's. Darauf wird noch im geologischen Theile zurückzukommen sein.

Die Farbe der Oolithe ist vorherrschend gelblichweiss oder grauweiss, nicht selten sind die Kugeln anders gefärbt als die Grundmasse, was in der Regel auch eine Verschiedenartigkeit der Substanz andeutet. Auch die Grundmasse ist oft deutlich krystallinisch, wenngleich die unbestimmte erdige Beschaffenheit derselben die häufigere ist. Wenn die Oolithkugeln nur vereinzelt vorhanden sind, so bilden solche Gesteine Uebergänge zu dichten Kalken. In einigen Oolithen bestehen die Sphärolithe aus krystallinischem, hornstein-ähnlichem Quarze oder aus

Opal, z. B. in dem oolithischen Hornstein der in Lagen der Anhydritgruppe der südwestdeutschen Trias bei Pforzheim, Durlach und im Elsass eingeschaltet ist.

Die Oolithe sind in der Regel ziemlich reiner kohlensaurer Kalk, so dass derselbe in einigen 95—99% beträgt. Meist erscheinen dann als Beimengungen Thonerde und Kieselsäure. In anderen nimmt aber ein Gehalt an Eisenoxydhydrat oder auch an kohlensaurem Eisenoxydul so zu, dass wirkliche Eisenoolithe entstehen. Die wichtige Ablagerung der Eisenerze im Lias auf der Grenze von Deutsch-Lothringen, sowie die reichen oolithischen Eisenerzlager im braunen Jura am nordwestlichen Abhange der schwäbischen Alp bei Aalen und Wasseralfingen in Würtemberg gehören hierhin. Gerade die Mischung eines Kalk- und Eisengehaltes macht diese Erze zur Verhüttung besonders geeignet. Dieselben pflegen aber durch ganz allmälige Uebergänge in eisenarme Kalkoolithe überzugehen.

Pisolith oder Erbsenstein werden die mit der schönsten und regelmässigsten oolithischen Struktur versehenen Gesteine genannt, in denen das Cäment fast ganz zurücktritt und die sich unmittelbar berührenden, an Grösse sehr gleichmässigen Kugeln meist vortrefflich die reticulare Struktur im Querschnitte zeigen. Hier ist der Kern fast immer ein fremdartiges Körnchen, und diese Sphärolithe Incrustationen derselben. Jedoch ist der kohlensaure Kalk dieser Erbsensteine Aragonit. Solche kommen besonders schön zu Karlsbad in Böhmen, zu Felsö-Lelocz in Ungarn, zu Vogelsberg in Oberkrain und auch zu Vichy im Depart. Allier vor.

Die Rogensteine sind solche Oolithe, deren Kügelchen durch ein mergeliges, thoniges Bindemittel verkittet sind, die daher Uebergänge zu Mergeln bilden und zum Theil eigentlich zu diesen gerechnet werden müssten.

Accessorische Beimengungen sind in den Oolithen ausserordentlich selten, hier und da Kalkspathkrystalle, Quarz und Flussspath (Riedlingen im Breisgau). Die Oolithe sind fast immer sehr deutlich und mächtig geschichtet. Bisweilen greifen die übereinanderliegenden

Schichten mit auf- und niedersteigenden sog. Stylolithen zahnförmig in einander über. Diese Stylolithen, die sich vorzüglich in Kalken und Mergeln finden, sind cylindrische, stengelförmige, durch eine mit Letten oder Eisenocker erfüllte Fuge vom umgebenden Gestein getrennte Zapfen von 1—12 Zoll Grösse und meist wenigen Linien Dicke. An ihrer Endfläche tragen sie einen flachen Kiesel oder eine Muschelschaale. Diese schützte den unterstehenden Zapfen vor der Wegführung durch Regen etc. und so blieben diese Säulen stehen, um nachher überdeckt zu werden, sind also ähnlich entstanden wie die sog. Gletschertische.

Die Oolithe finden sich in mehr oder weniger mächtigen Lagern den Kalksteinen der verschiedensten Formationen eingelagert. Sie finden sich schon in der silurischen Formation und im Kohlenkalk, aber ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der Jura, den man auch oolithische Formation genannt hat.

Kalktuff.

Unter diesem Namen kann man die fasrigen oder erdigen Kalkmassen begreifen, die entweder dünne, parallele Lagen, oder plattenförmige Massen, oder mannigfach poröse, zellige, tubulöse Aggregate kalkiger Incrustationen bilden, die jedoch unter dem Mikroskope durchaus als aus krystallinischen Körnern zusammengesetzt erscheinen.

Man kann vorzüglich zwei Arten unterscheiden: der dichte Kalktuff oder Travertin ist ein dichter, gelblichweisser Kalkstein von grosser Festigkeit, von kleineren, langgestreckten Hohlräumen durchzogen, wodurch er im Querbruche wie gestreift erscheint. Er ist deutlich geschichtet und bildet an manchen Stellen der Abruzzen, z. B. bei Ascoli, über 100 m. hohe Felsen.

Der schaalige Kalktuff besteht aus einem bunt durcheinander gehäuften Incrustate von innig verwebten röhrigen Pflanzenstengeln, die in concentrisch-schaalige, zartfaserige Kalkröhren umgewandelt scheinen und von Blättern, Moosen und andern vegetabilischen Resten, die

in gleicher Weise incrustirt sind. Gleichzeitig ercheinen darin die Reste von Süsswasserthieren meist noch lebender Arten. In einigen Gegenden bilden solche Kalktuffe mächtige Ablagerungen, die sich noch heute fortbilden, besonders ausgezeichnet sind die Bildungen in den Dep. Puy de Dôme und Cantal in Frankreich, wo besonders in der Gegend von St. Amand-Tallende, Aigueperse, Combronde, Montgrely u. a. O. solche kalkige Incrustationen von Phryganenröhren, Schilfgräsern, Moosen und Algen über bedeutende Strecken verbreitet liegen. Diese gehören zum Theil zu den Süsswasserkalken, welche nur als eine Art dieser Kalktuffe angesehen werden können, dichte, sehr poröse, cavernöse Kalksteine, in denen vorzüglich reichlich Schaalen von Süsswasserconchylien, Crustaceen und Resten von Landthieren mit Land- und Süsswasserpflanzen zusammen vorkommen.

8. Dolomit.

Der normale Dolomit ist ein Aggregat krystallinischer Individuen des Dolomithspathes, der das Doppelsalz von kohlensaurem Kalke und kohlensaurer Magnesia darstellt, also besteht aus 54.35 $CaCO^3$ und 45.65 $MgCO^3$. Jedoch ist dieses Mischungsverhältniss nur selten in solcher Reinheit vorhanden, in der Regel sind die beiden Carbonate in unbestimmten und wechselnden Proportionen gemischt, deren Verhältnisse sich zum Theil so gestalten, dass 3 Atome $CaCO^3$ auf 2 Atome $MgCO^3$ oder 63.95 % auf 36.05 %, oder dass zwei Atome $CaCO^3$ 70.28 % auf 1 Atom $MgCO^3$ 29.72 % kommen. Jedenfalls ist in den meisten Fällen das Kalkcarbonat so vorherrschend, dass solche Gesteine allmälige Uebergänge zu den dolomitischen Kalksteinen bilden. Meist kommt noch ein drittes Carbonat, das kohlensaure Eisenoxydul, in geringen Mengen hinzu, als Beimengungen finden sich vorzüglich: Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat, Kohle, Bitumen u. a.

Dolomit ist härter als Kalkstein, H = 3.5—4.5, auch sein spec. Gew. 2.8—2.95 ist höher. In Stücken braust Dolomit mit Salzsäure nur sehr wenig auf, während Kalk-

stein dieses sehr stark thut; als Pulver in erwärmter Säure löst er sich langsam auf. Mit Essigsäure lässt sich aus Dolomit kohlensaurer Kalk ausziehen und es bleibt dann Dolomit in kleinen Kryställchen zurück. Das spricht dafür, dass der Dolomit als ein Gemenge von Kalkspath mit Dolomithspath anzusehen ist, wie dieses auch die mikroskopische Untersuchung bestätigt.

Man pflegt folgende Varietäten zu unterscheiden:

Körniger Dolomit, von sehr deutlicher körnig-krystallinischer Zusammensetzung, oft lockerkörnig wie Zucker, oft fest wie körniger Kalkstein, sehr häufig porös und zellig, im Innern der Zellen drusige Ueberzüge von rhomboëdrischen Individuen. Die Farben weiss, gelblich und gräulich weiss, oft streifig und buntfleckig.

Manche körnige Dolomite sind reich an accessorischen Bestandtheilen: Glimmer, Talk, Quarz sind nicht selten; besonders reich an selteneren Mineralien sind die Dolomite des Oberwallis und Campolongo am St. Gotthardt, darin kommen vor: Realgar, Auripigment, Baryt, Gyps, Kalkspath, Korund, Turmalin, Grammatit, Rutil, Blende, Eisenkies, Dufrenoysit, Jordanit, Binnit, Bleiglanz, an anderen Orten auch Kupferkies, Fahlerz, Malachit, Kupferlasur. Organische Reste sind in den Dolomiten lange nicht so häufig, wie in den Kalksteinen, gewöhnlich auch nur in der Form von Steinkernen.

Cavernöser Dolomit oder Rauchwacke: ein feinkörniger Dolomit, dessen Masse nach allen Richtungen hin von grösseren und kleineren vielgestaltigen Hohlräumen so vollständig durchzogen ist, dass das Gestein ein zerfressenes, durchlöchertes, oft schwammiges Aussehen erhält. Damit hängen auch die grotesken Formen seiner Felsen zusammen, wie sie z. B. in ausgezeichneter Weise in der Zechsteinformation des Thüringer Waldes vorkommen. Zuweilen sind die Rauchwacken bituminös und stinkend.

Dichter Dolomit, mikrokrystallinisches Aggregat, dessen körnige Struktur unter dem Mikroskope sehr deutlich zu erkennen ist. Es zeigt sich hierbei, dass die Dolomitkörner sich durch das Fehlen der für die Kalk-

spathkörner so charakteristischen Zwillingsstreifung von diesen trefflich unterscheiden lassen und dass solche Dolomite, welche zwischen Kalksteinen und reinen Dolomiten in der Mitte stehen, nicht aus dolomitischen Körnern von der Constitution des Gesammtgesteines bestehen, sondern dass Kalkspath und Dolomitspath selbstständig in ihnen vorhanden und gemengt sind. Ganz reine Dolomite zeigen sich dann natürlich aus lauter Körnern zusammengesetzt, denen die Zwillingsstreifung fehlt und die daher alle Dolomitspath sind. Die dichten Dolomite sind in ihrem äusseren Ansehen dichten Kalksteinen durchaus ähnlich.

Dolomitasche nennt man erdigen oder staubigen aschgrauen, gelblichen Dolomit, der sich unter dem Mikroskope als aus lauter winzigen Rhomboëderchen bestehend herausstellt. Die Höhlungen der Rauchwacke sind oft mit dieser Dolomitasche erfüllt, die auch bituminös und stinkend wird.

Auch unter den Dolomiten kommen oolithische Varietäten vor.

Die Dolomite erscheinen bald massig, bald geschichtet und sind fast überall durch die seltsamsten Felsbildungen, sowie durch den grossen Reichthum an unterirdischen Höhlen ausgezeichnet, in denen oft genug die Fundstätten der Reste vorweltlicher Raubthiere sich erschliessen. In allen Formationen treten die Lagerstätten des Dolomites auf, wenngleich die devonische, die Zechstein- und die Juraformation besonders reich daran zu sein pflegen.

Der sog. Predazzit, dem Aussehen nach körnigem Kalke ähnlich, ist, wie auch der Pencatit, die beide zu Predazzo im Fassathal als Gebirgsmasse auftreten, nichts anderes, als ein Gemenge von Kalkspath und Brucit und daher mehr oder weniger nach der Formel zusammengesetzt: $CaCO^3 + MgH^2O^2$. In Dünnschliffen im Mikroskope erscheinen die Kalkspathkörner mit den rhomboëdrischen Spaltungsflächen und daneben hexagonale Blättchen von Brucit, die auch durch mikrochemische Reaktion unter Anwendung von Säure, oder salpetersaurem Silberoxyd,

welches den Brucit schwarz färbt, sich scharf unterscheiden lassen.

9. Mergel.

Unter dem Namen Mergel lassen sich alle dichten und erdigen Kalke und Dolomite zusammenfassen, die durch einen bedeutenden Gehalt an Thon (20—60 %) und ausserdem den Oxyden des Eisens und Mangans, sowie durch beigemengten Quarzsand und Glimmerblättchen verunreinigt sind.

Sie sind meist weicher wie Kalksteine und Dolomite und besitzen die charakteristische Eigenschaft, an der Luft sich allmählich aufzublättern und in kleine würflige Bruchstücke zu zerbröckeln. Dieselben haben entweder eine dichte oder auch erdige, nicht selten aber auch eine schiefrige Struktur.

Man kann folgende Varietäten unterscheiden:

Kalkmergel mit vorwaltendem Kalkgehalte und höchstens 25 % Thon, schiefrig (Mergelschiefer); der sog. lithographische Stein von Solenhofen ist ein solcher Kalkmergel.

Dolomitmergel mit vorwaltendem Dolomitgehalte.

Thonmergel mit einem bis zu 80 % steigenden Thongehalte.

Sandmergel mit vielem beigemengtem Quarze.

Glimmermergel mit zahlreichen Glimmerblättchen.

Glaukonitmergel, in denen zahlreiche Glaukonitkörnchen durch ein kalkig-thoniges Bindemittel verbunden sind.

Oolithische Mergel, die bei den Kalken schon besprochenen Rogensteine.

Bituminöser Mergelschiefer, ein durch beigemengtes Bitumen dunkelgrau oder schwarzbraun gefärbter, gerade oder wellenförmig schiefriger Mergel, nicht selten mit eingesprengten Erzen (Kupferschiefer), zuweilen reich an organischen Resten, zumal Fischen und Pflanzen.

reitu

ithe u. a.

a.

:rinitenk
'el in Ru he in Belgien, Oolithe von Gothland, Christiania,
enkalk:
ke im I

:: Devo

Zechstei tet in allen Zechsteingebieten. Steinsalzmergel zu
'lord-Am

üringen, Bernburg.

ergel, bituminöse Mergel. Mergelkalke von Chorzow,
k, Scha heim, Braunschweig, Schwarzwald.
all. End
mit B
'honmergel, Sandmergel, Dolomitmergel: Lothringen,
Partnachmergel in den Alpen, Mergel des Rhät in
Frankreich, England, Schweden.

nd, Alpen, Fleckenmergel im Algaü, Bitumenhaltige
schland 1 im Aargau, mit vielen Insekten- und Pflanzenresten,
ke mit Eisenerzen am Teutoburger Wald, Arieten-

Die mikroskopische Untersuchung ganz dichter eigentlicher Dolomitmergel ergab, dass in denselben der dolomitische Antheil vollkommen krystallinisch in Form von Rhomboëdern vorhanden sei. Allerdings nehmen dann auch an der Zusammensetzung verschiedenartiger Mergel die schon früher S. 157 erwähnten mikroskopischen Gebilde der sog. Coccolithe bedeutenden Antheil.

Die Mergel lagern in den verschiedenen Kalk- und Sandsteinformationen, schon im Silur und Devon, wenngleich im Allgemeinen dieselben in den jüngsten Formationen am häufigsten auftreten.

Ueber die Verbreitung der Kalksteine, Dolomite und Mergel giebt die am Schlusse befindliche Tabelle eine Uebersicht.

10. Spatheisenstein (Sphärosiderit).

Die Spatheisensteine sind grob- bis feinkörnige Aggregate deutlich rhomboëdrischer Individuen von Eisenspath, meist von gelblich-weissen oder grauen Farben, die sich an der Luft schnell zu braun und schwarz verdunkeln. Der reine Spatheisenstein besteht daher aus dem Carbonate des Eisenoxyduls mit 62.07 Eisenoxydul und 37.93 Kohlensäure. Meist treten jedoch die isomorphen Carbonate von Manganoxydul, Magnesia und Kalk hinzu. Sp. G. = 3.7—3.9. Im gepulverten Zustande in Säuren löslich.

Beimengungen anderer Erze, z. B. Eisenkies, Kupferkies, Eisenglanz u. a. sind nicht selten. Seine in Berührung mit der Atmosphäre eintretende Farbenverdunkelung beruht auf einer Umwandlung in Brauneisenstein. Er bildet Gänge, massige Lager und Stöcke in den älteren Formationen, die oft für sich bedeutende Bergmassen zusammensetzen: so die Spatheisensteinlagerstätten im silur-devonischen Gebiete der Alpen, namentlich zu Eisenerz in Steyermark, und im Siegen'schen im rheinischen Uebergangsgebirge.

Thonige Sphärosiderite, dichte Spatheisensteine mit Thon in verschiedenen Verhältnissen gemengt,

sowie der sog. Kohleneisenstein, das blackband der Engländer, ein solcher mit 12—35 % Kohle gemengter Sphärosiderit, kommen in flötzartigen Ablagerungen im Steinkohlengebirge vor, oder bilden ei- und linsenförmige Nieren in Mergeln, Sandsteinen, auch anderer Formationen.

11. Eisenerze.

Rotheisenstein, Eisenglanz. Dieser ist ein faseriger, dichter, erdiger oder ockriger, bluthroth bis braunroth gefärbter Eisenstein mit kirschrothem Stich. H = 3—5. Sp. G. = 4.5—4.9. Besteht im reinen Zustande wesentlich aus Eisenoxyd Fe^2O^3 mit 70 % Fe und 30 % O, meist von Manganoxyd, Kieselsäure, Thon in sehr verschiedenen Verhältnissen verunreinigt, so dass sehr quarz- und thonreiche Varietäten vorkommen.

Er bildet zum Theil mit ausgezeichneter Schichtung gang- und lagerförmige Gebirgsglieder oder stockförmige Einlagerungen zwischen den krystallinischen Schiefern der azoischen Formationen. So ruht die ungeheure Rotheisenstein- und Eisenglanzmasse von Rio marino auf Elba auf Talkschiefer und wird von Kalkstein überlagert. Der gewaltige Eisenglanzberg 581' hoch, der Pilot Knob im Staate Missouri bei Fredericktown, sowie die mehrere deutsche Meilen fortstreichenden, Hunderte von Fussen mächtigen Eisenerzlagerstätten am Lake superior, verdienen hier erwähnt zu werden.

Die Eisenoolithe (S. 195) können als Varietät des Rotheisensteines gelten, oolithische Sphärolithe von Rotheisenerz, mit solchen von Thoneisenstein, sind durch ein mehr oder weniger vorherrschendes, meist kalkiges oder thonig-sandiges Cäment verbunden. Im Lyas verschiedener Länder kommen mehr oder weniger mächtige Ablagerungen vor.

Brauneisenstein. Dieser ist ein faseriges, feinkörnig bis dichtes oder erdiges Eisenerz von schwarzbraunen bis ockergelben Farben mit gelbbraunem Strich. H = 5—5.5. Sp. G. = 3.4—3.95. Er besteht wesentlich

aus Eisenoxydhydrat mit 85.56 Fe^2O^3 und 14.44 H_2O, gewöhnlich durch Manganoxyd, Kieselsäure und mehr oder weniger grosse Mengen von Thon verunreinigt.

Der Brauneisenstein bildet Ablagerungen im Gebiete verschiedener Formationen, seine Verknüpfung mit Spatheisensteinen oder Eisenkiesen lässt häufig erkennen, dass er als ein Umwandlungsprodukt dieser anzusehen ist. Spatheisensteinstöcke sind z. B. bis in grosse Tiefen von der Erdoberfläche abwärts Brauneisenstein. In den krystallinischen Schiefern der azoischen Formationen im Verbande mit Kalken, sowie auch in den silurischen und devonischen Kalken erscheint er in weiter Verbreitung.

Die Raseneisenerze, Wiesen- oder Sumpferze sind durch Sand, Phosphorsäure und organische Beimengungen verunreinigte, bis zu 30% Wasser enthaltende Brauneisensteine, meist von zelliger oder schwammiger Beschaffenheit. Die in manchen Wiesenerzen zahlreich vorhandenen mikroskopischen Reste von Organismen: Kiesel- und Eisenforaminiferen und Algen lassen auf eine Theilnahme dieser sowie organischer Säuren bei der Bildung dieser Erze schliessen. In den norddeutschen Ebenen, sowie in sumpfigen Niederungen Norwegens geht die Bildung noch heute fort.

Bohnerz. Dieses ist eine ausgezeichnet groboolitische Art des Brauneisensteins, es bildet erbsen- bis nussgrosse Kugeln von meist vortrefflich circularer Struktur, die durch ein thoniges oder quarziges Cäment verkittet sind. Die Zusammensetzung der Bohnerze ist nicht immer die gleiche, manche sind zweifellos unreine Brauneisenerze, andere scheinen jedoch auch vorherrschend aus Eisenoxydulsilicat zu bestehen. Ausgedehnte Ablagerungen treten in den jurassischen Gebieten der verschiedenen Länder auf, auch bilden sie becken- und spaltenförmige Ausfüllungen sehr junger (tertiärer) Formationen.

II. Gesteine, die durch das Eintreten vicariirender Gemengtheile Uebergänge in gemengte Gesteine zeigen.

1. Magneteisenerz.

Dieses ist ein körniges, bis dicht erscheinendes Aggregat von Magnetit, von metallischem Glanze, eisenschwarzer Farbe und schwarzem Strich. Zufolge seiner regulären Krystallform zeigt es eine oktaëdrische Spaltbarkeit. Seine chemische Zusammensetzung ist die des Magnetites, also Eisenoxydoxydul, jedoch ist es stets gemengt mit Eisenglanz, Chromeisen, Titaneisen, Eisenkies, Kupferkies, Chlorit, Quarz, Kalkspath, Hornblende, Augit, Granat, Epidot, Feldspath und dadurch geneigt, zu gemengten Gesteinsvarietäten überzugehen. Nach der Struktur lässt es sich in körnige, dichte und schiefrige Varietäten unterscheiden.

Es bildet Lager, flötz- und stockförmige Einschaltungen zwischen den krystallinisch-schiefrigen Gesteinen der azoischen Formationen. Namentlich finden sich grossartige Magneteisensteinlager im Gneisse der skandinavischen Halbinsel, so zu Arendal, Dannemora und Gellivara in der Lappmark; im Chloritschiefer und mit augitischen Gesteinen verknüpft im Ural; mit Felsitporphyr in Verbindung erscheint der mächtige Magneteisenberg Cerro del Mercado bei Durango in Mexico; in den Schiefern der azoischen Schichten lagern die mächtigen Magneteisenerzmassen im Alleghany-Gebirge und in Canada in Nord-Amerika.

Gemengte Gesteine, in denen das Magneteisen mehr oder weniger die Hauptrolle spielt, sind: Chloritreiche Magneteisensteine, granatreiche Magneteisensteine, der Catawbirit, ein talkreicher Magneteisenstein, der Itabirit, ein schiefriges bis dichtes, aus Magnetit, Eisenglanz und etwas Quarz bestehendes, deutlich geschichtetes Gestein vom Pic von Itabira in Brasilien.

2. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grob- bis feinschuppiges, oft fast dichtes Aggregat krystallinischer Graphitblättchen von metallischem Glanze, eisenschwarzer Farbe, abfärbend, fettig, milde. Spec. Gew. = 1.9–2.2. Es ist chemisch, wenn ganz rein, blosser Kohlenstoff, ist also das den amorphen Kohlengesteinen entsprechende krystallinische Gestein. Jedoch ist es ausser durch Eisenoxyd meist durch Kieselsäure, Kalk, Thon und andere Stoffe verunreinigt. Gewöhnlich tritt dieses Gestein als Graphitschiefer auf, der in ausserordentlich regelmässiger Wechsellagerung mit Gneissen und Glimmerschiefern erscheint, oder auch mit Kalk- und Kaolinlagern in Verbindung stehend, so die mächtigen Graphitlager von Krumau in Böhmen, sowie die Graphitmassen der Umgegend von Passau und an zahlreichen anderen Orten der Glimmerschiefergebiete Europa's und Nordamerika's.

Durch Aufnahme von viel Quarz geht der Graphitschiefer in ein den Glimmerschiefern nahestehendes gemengtes, körniges Gestein über, sowie auch ein Gestein im Val Gislain in den Pyrenäen vorkommt, worin der Quarz wieder durch Glimmer ersetzt wird: also ein Graphitglimmerschiefer im eigentlichsten Sinne.

3. Quarzite.

Die Gesteine dieser Gruppe bestehen vorzüglich aus einem körnigen bis dichten Aggregate von krystallinischem Quarze, meist von hellen weissen oder grauen Farben, oft auch durch Eisenoxyd roth gefärbt. Je nach der Struktur sind folgende Arten solcher Quarzite zu unterscheiden:

Körnig-krystallinischer Quarzit. Diese Varietät kann als die typische Ausbildung dieser Klasse bezeichnet werden; dieses Gestein ist ein Aggregat lauter kleiner Quarzindividuen, die mehr oder weniger fest, aber ohne ein eigentliches Bindemittel mit einander verwachsen sind und zum Theil rundum scharf und vollkommen ausgebildete Krystallformen zeigen, zum Theil nur die Gestalt

unregelmässiger Körner besitzen. Hierzu sind auch die sog. krystallisirten Sandsteine zu rechnen, und es erscheint überhaupt schwierig, diese Klasse von Quarziten von manchen klastischen Gesteinen zu trennen. Das Fehlen eines vorherrschenden Bindemittels, sowie jeglicher Quarzbruchstücke und Gerölle, überhaupt sicher bestimmbarer klastischer Elemente muss hier als Kriterium gelten, solche Quarzite zu den krystallinischen Gesteinen zu stellen. Selbst die losen, nur aus wohl krystallisirten Quarzindividuen bestehenden Sande der Braunkohlenformation müssen hierher gerechnet werden.

Dichter Quarzit: ein höchst feinkörniges, unter dem Mikroskope aber sich deutlich auflösendes Aggregat kleiner Quarzkörner, die sich unmittelbar gegenseitig berühren und zwischen sich keinerlei eigentliches Bindemittel erkennen lassen. Enthalten solche mikrokrystallinen Quarzite einzelne grössere Quarzkrystalle oder Feldspathkörner als Einsprenglinge, so erhalten sie dadurch eine porphyrartige Struktur, wie z. B. die Quarzite vom Gipfel des Goustafjeld in Norwegen, u. a. a. O.

Schiefriger Quarzit, eine feinkörnige bis dichte Quarzmasse, die in mehr oder weniger vollkommene Schieferplatten spaltbar und mit einer zuweilen recht deutlichen Parallelstruktur versehen ist. Die schiefrige Absonderung wird namentlich durch lagenweise Vertheilung beigemengter Glimmerblättchen bewirkt. Solche Gesteine bilden daher schon Uebergänge zu den gemengten Gesteinen aus der Familie der Glimmerschiefer. Immerhin giebt es aber auch solche schiefrige Quarzite, in denen diese Struktur nicht durch den Glimmer, sondern durch eine lagenweise verschiedenartige Beschaffenheit und Färbung des Quarzites selbst bewirkt wird. Langgestreckte, plattgedrückte Quarznieren, sowie eine striemige, flaserige Ausbildung der Schichtungsfugen bedingen sog. Streckungserscheinungen (Vergl. S. 104). Hierher gehört auch der durch den Schichtungsfugen parallele, langgezogene Poren ausgezeichnete: Buhrstone von Massachusetts in Nordamerika.

Ausser Feldspath und Glimmer erscheinen in den

Quarziten als accessorische Gemengtheile: Schwefel, Andalusit, Disthen, Pistacit, Granat, Turmalin, Rutil, Eisenkies, Magnetit, Gold, Zinnstein, Bleiglanz, Rothkupfererz, Kupferkies, Malachit, Kupferlasur. Die versteinerungsführenden Quarzite der Eifel und des Hundsrücken müssen als klastische Gesteine angesehen werden.

Der Quarzit bildet mehr oder minder mächtige gangartige Gebirgsglieder, beim schiefrigen Quarzit zuweilen mit deutlicher Schichtung. Die Masse derselben ist vielfach in keilförmige und polyëdrische Stücke zerklüftet und bildet nicht selten eigenthümliche, aufragende, pittoreske Felsgestalten.

Obgleich er in verschiedenen Formationen auftritt, gehört der Quarzit doch vorherrschend den ältesten krystallinischen Schiefergebirgen an: so in den Gneissen des bayrischen Waldes, in Schottland im Distrikt von Groinar, im Glimmerschiefer in Graubündten und in den Grafschaften Mayo und Sligo in Irland, verbreitet auch in den Thonschiefern des Taunus und den devonischen Grauwacken des rheinischen Gebirges.

Uebergänge aus den Quarziten zu gemengten Gesteinen bilden die glimmerreichen, dem Itacolumit und dem sog. Greisen sich nähernden Quarzschiefer, die turmalinführenden, dem Turmalinfels nahestehenden, sowie die disthenhaltigen Quarzite.

Kieselschiefer (Lydit). Derselbe kann als ein dichter mikrokrystallinischer Quarzit angesehen werden, der durch beigemengten Thon, Kohlenstoff und Eisenoxyd verunreinigt und daher meist dunkelgrau und schwarz gefärbt ist. Oft treten auch bunte, streifige und fleckige Färbungen auf, wodurch die Gesteine jaspis- und breccienartig erscheinen. Seine grosse Härte mit muscheligem Bruch und vollkommener Unschmelzbarkeit sind charakteristisch, im Glühen wird der Kieselschiefer lichter gefärbt. Der Kohlengehalt ist bisweilen sehr stark und erscheint auf den Gesteinsfugen als anthracitartiger Ueberzug. Ausser Quarzadern, die in den Kieselschiefern manchmal reichlich in netzartigen Durchflechtungen erscheinen, sind nur wenige Mineralien accessorisch

vorhanden: der Eisenkies, Wavellit und der Türkis in Persien und zu Jordansmühle in Schlesien. Hier und da sind Versteinerungen vorgekommen.

Der Kieselschiefer erscheint meist nur in dünnen, plattenförmigen Lagen mit sehr vollkommener polyëdrischer Zerklüftung. Er erscheint vorzüglich in dem Gebiete der Silur- und devonischen Formation am Harze, im Fichtelgebirge bei Hof, in Böhmen in der Gegend von Beraun, sowie endlich auch im Kohlenkalke Belgiens und Westphalens.

Der Kieselschiefer ist jedenfalls ein Zwischenglied zwischen den amorphen Quarzgesteinen und den krystallinischen Quarziten und steht den Hornsteinen der ersteren Klasse sehr nahe, um so mehr, als auch in Kieselschiefern opalartiger Quarz vorhanden ist. Im Allgemeinen aber müssen dieselben als krystallinische Gesteine in weit bestimmterer Weise als Horn- und Feuersteine angesehen werden.

4. Amphibolite (Hornblendegesteine).

Amphibolite sind Aggregate körniger, strahliger oder fasriger, schwarzer oder grüner Hornblendeindividuen, die entweder richtungslos verwachsen oder parallel angeordnet erscheinen. Dabei werden die Hornblendeindividuen oft so klein, dass ein solches Gestein dem blossen Auge wie dicht erscheint und erst unter dem Mikroskope sich als ein Amphibolit erkennen lässt. Wohl ausgebildete Hornblendekrystalle finden sich auf Klüften und in Hohlräumen. Die chemische Zusammensetzung der Amphibolite nähert sich mehr oder weniger der der reinen Hornblendevarietäten, Abweichungen sind immer durch das Auftreten accessorischer Gemengtheile bedingt. Einige Amphibolite stimmen in ihrer Zusammensetzung genau mit Hornblendevarietäten überein, und zwar sind im Allgemeinen die echten Amphibolite bis zu 26 % thonerdehaltig, dagegen die Aktinolithschiefer thonerdearm, enthalten dagegen über 30 % Kalk, Magnesia und Eisenoxydul und 2 — 3 % Kieselsäure mehr als die ersteren, also etwa 52 %.

Diese Gesteine sind nie ganz frei von accessorischen

Bestandtheilen, durch deren reicheres Vorhandensein Uebergänge in gemengt-krystallinische Gesteine bewirkt werden. Fast nie fehlt den Amphiboliten der Quarz, der in klaren Körnern zwischen den Hornblendesäulchen stets im Mikroskope sichtbar wird. Feldspath, brauner Glimmer, Granat, Epidot, Flussspath, Eisenkies, Magnetit erscheinen gleichfalls hier und da.

Man kann vorzüglich folgende Arten von Amphiboliten unterscheiden:

Körniger Amphibolit: ein Aggregat regellos durchwachsener, körniger Hornblendeindividuen, stets massig, ohne Spur von Schichtung, im Gebiete der Gneisse und Glimmerschiefer eingelagert.

Amphibolitschiefer. Durch parallele Anordnung von meist stengeligen oder faserigen Hornblendeindividuen dickschiefriges Gestein. Dieses zeigt fast immer eine recht deutliche Schichtung und erscheint in regelmässiger Wechsellagerung zwischen den azoischen Gneissen und Glimmerschiefern von Skandinavien, Schottland, des nördlichen Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Kette der Tauern in Tyrol u. a. O.

Aktinolithschiefer (Strahlsteinschiefer). Dieser ist ein dickschiefriges Aggregat von gras- bis lauchgrünem Strahlstein, in dünnstengeligen und faserigen Individuen. Gewöhnlich ist demselben etwas Quarz und Feldspath beigemengt. Er ist meist deutlich geschichtet, findet sich in den Savoyischen Alpen, in Schottland, Tyrol, im südlichen Erzgebirge, in Massachusets u. a. L.

Uebergänge zeigen die Amphibolite: durch Aufnahme triklinen Feldspathes (Oligoklas) zu Diorit, wie es besonders bei den sog. Ophiten der Pyrenäen der Fall ist, die von reinen Amphiboliten zu echten Dioriten schwanken; durch Aufnahme von Quarz und Feldspath zu den Syeniten, durch Aufnahme von Quarz und Glimmer zu den Glimmerschiefern, und wenn zu diesen letzteren noch Feldspath hinzutritt, zu den Syenitgneissen.

Augitgesteine sind nur vereinzelt, so zu Chatam in Canada und zu Chester in Massachusetts bekannt, ihnen ist auch der körnige Malakolithfels anzureihen, der als ein hell-

farbiges Gestein im körnigen Kalke bei Rochlitz am Fusse des Riesengebirges vorkommt.

Skapolithfels, eine dichte Skapolithmasse, kommt im azoischen Gebiete zu Canaan in Connecticut vor, Erlanfels, ein dichtes Aggregat von Erlan im Glimmerschiefer beim Erlhammer unweit Schwarzenberg in Sachsen. Smirgel, den man früher für ein feinkörniges Aggregat nur von Korund hielt, ist stets mit Magnetit fast zu gleichen Theilen gemengt und gehört daher eigentlich nicht mehr in diese Klasse. Seine untergeordnete petrographische Bedeutung, er findet sich nur an wenigen Orten: Naxos, Samos, Massachusetts, Schwarzenberg in Sachsen, mag gestatten, ihn hier nur zu erwähnen.

5. Chloritschiefer.

Der Chlorit ist ein Aggregat dünner Blättchen und Schuppen von Chlorit, daher seine Struktur eine schuppig-dick-schiefrige ist, die ein Zerspalten in dünne Lamellen nicht gestattet. Die Gesteine sind weich, milde, von lauchgrüner und unrein grün-grauer Farbe, selten ganz rein, sondern meist mit Quarz verbunden, der dann, wenn er fein vertheilt ist, dem Gestein eine grössere Härte verleiht, oder in einzelnen Knauern, Linsen und Schnüren dasselbe durchzieht. Auch Feldspath, Glimmer und Talk sind häufig in diesen Gesteinen vorhanden. Mikroskopisch ist wohl den meisten Chloritschiefern Magneteisen beigemengt, welches auch unter den sichtbaren accessorischen Gemengtheilen besonders häufig erscheint. Es giebt einzelne Chloritschiefer, die jedoch fast ganz rein sind und lediglich aus dünnen Schuppen von Chlorit bestehen.

Dennoch weichen der chemischen Zusammensetzung nach die bisheran untersuchten Chloritschiefer sehr von der Zusammensetzung des Chlorites selbst ab, so dass schon Bischoff die Vermuthung aussprach, dass in dem Chloritschiefer von Pfitsch, dessen Analyse nach Varrentrapp einen sehr niedrigen Gehalt an Thonerde und einen hohen Gehalt an Magnesia ergab, ein eigenthümlicher Chlorit vorhanden sei. Wenn man die isomorphe Vertretung von Thonerde und Eisenoxyd, sowie von Magnesia und Eisenoxydul in den Chloritvarietäten: Chlorit,

Pennin und Ripidolith annimmt, scheinen die Abweichungen der wenigen vorliegenden Analysen von Chloritschiefern dennoch ihre Deutung zu finden. Der Chloritschiefer ist reich an accessorischen Gemengtheilen, oft in sehr schönen Krystallen: Magnetit, Bitterspath, Turmalin, Quarz, Granat, Glimmer, Hornblende, Strahlstein, Epidot, Rutil, Titanit, Magnetkies, Eisenkies, Kupferkies, Eisenglanz, Korund, Smirgel, Gold.

Der Chloritschiefer ist meistens sehr ausgezeichnet ebenflächig geschichtet und tritt auf Lagern und Stöcken meist im engen Verbande und wechselgelagert mit Talkschiefern, Gneiss, Glimmer- und Thonschiefern auf. So in den Alpen Salzburgs und Oberkärnthens, am Monte Rosa und am Grossglockner, im schlesischen und mährischen Gebirge, in Mittelschottland, im Ural bei Katharinenburg und im Alleghany-Gebirge der Nordamerikanischen Staaten.

Der Chloritschiefer zeigt Uebergänge in Talkschiefer, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Serpentinschiefer, und durch häufiges Eintreten von Strahlstein auch in Amphibolitschiefer.

6. Talkschiefer.

Der Talkschiefer ist ein dünn- oder dickschiefriges Aggregat von Talkschuppen und daher meist ein grüngraues, gelbliches, ölgrünes, sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein. Der Quarz tritt in ihm in der gleichen Weise auf wie im Chloritschiefer, seltener Feldspath, die jedoch in reinen Varietäten auch ganz fehlen können.

Die in ihren Resultaten weit auseinandergehenden Analysen von Talkschiefern haben auch hier ergeben, dass nicht immer der gewöhnliche Talk in ihnen vorhanden ist, sondern dass meist Mischungen verschiedenartiger Mineralien aus der Gruppe der Magnesiasilikate, und zwar solcher, die einen geringeren Gehalt an Kieselsäure zeigen, wie der eigentliche Talk, vorliegen, denn die Analysen schwanken für Kieselsäure nur von 50 bis 58%, während der Talk deren 62—64% enthält. Jedenfalls sind auch Chloritschuppen den Talkschiefern beige-

mengt und beeinflussen nebst Quarz, Feldspath u. A. gleichfalls diese Abweichungen. Makroskopisch und mikroskopisch lässt sich an manchen Talkschiefern eine Mengung aus verschiedengefärbten Lamellen erkennen.

Als accessorische Bestandtheile erscheinen ausser Quarz, Feldspath und Chlorit: Glimmer, Bitterspath, Granat, Disthen, Staurolith, Turmalin, Olivin, Strahlstein, Asbest, Chlorospinell, Xanthophyllit, Hydrargillit, Smaragd, Fahlunit, Gahnit, Magnetit, Eisenglanz und Eisenkies, sowie Gold in den südlichen Staaten von Nordamerika.

Der Talkschiefer ist stets deutlich geschichtet und mit Chlorit und Glimmerschiefer vergesellschaftet, er erscheint selten in grösseren Gebirgsmassen, sondern meist in minder mächtigen Lagern den genannten Gesteinen eingeschaltet, so hauptsächlich in den Alpen der Schweiz in Wallis und Graubündten, in den Kärnthner Alpen, zu Hof im Fichtelgebirge, am Altvater in Schlesien, im Ural und in Nord-Amerika, sowie in Brasilien. Der Talkschiefer geht in Chlorit-Glimmer und Thonschiefer, sowie in Protogingneisse über.

Listwänit hat man einen Talkschiefer genannt, der in der Gegend von Beresowsk am Ural sich findet und der mit Quarz und Bitterspath so gemengt ist, dass seine Struktur fast körnig wird; auch in den Alpen sollen ähnliche Gesteine vorkommen. Dolerine sind feldspath- und chlorithaltige Talkschiefer der penninischen Alpen.

7. Serpentin.

Der Serpentinfels ist ein dichtes, feinkörniges, splittrig brechendes, weiches, mattschimmerndes Gestein von meist unrein dunkelgrünen oder braunen Farben, welches wesentlich oder doch zum grössten Theile aus dem Minerale Serpentin besteht, also in reinen Varietäten zwei Drittel kieselsaure Magnesia sein muss. In der That stimmen viele Serpentine ihrer Zusammensetzung nach nahezu hiermit überein, jedoch ist stets ein Theil des Magnesiasilicates durch Eisenoxydulsilicat vertreten, und kommen ausserdem verunreinigende Beimengungen

von Thonerde, Chromoxyd und Carbonaten des Kalkes und der Magnesia vor. Auch der reiche Wechsel, der in den Farben mancher Serpentine erscheint, wobei die gewöhnlichen grünen und grauen Farben mit gelben, rothen und blutrothen geaderten und flammigen Zeichnungen durchzogen sind, beruht auf dem Wechsel in dem Gehalt an den zwei Oxydationsstufen des Eisens. Spec. Gew. = 2.5—2.6. Im Kolben giebt er Wasser, vor dem Löthrohr ist er nur schwierig in dünnen Kanten zu einem Email schmelzbar, durch Schwefelsäure wird er zersetzt.

Der Serpentin ist ziemlich reich an accessorischen Bestandtheilen, von denen manche in ganz besonderer Beziehung zu der Genesis der Serpentine stehen. Vor Allem gehört hierhin der Olivin, der in vielen Serpentinen nachgewiesen ist, stets in einem so fortgeschrittenen Zustande der Umwandlung, dass nur in seltenen Fällen seine Körner anders als in mikroskopischen Resten noch gefunden werden. Mit dem Olivin erscheinen stets solche Mineralien zusammen, wie sie den eigentlichen Olivingesteinen angehören: Picotit (Chromspinell), Chromdiopsit, Chromeisen, Diallag, Bronzit und Bastit, sowie Magnetit. Ausserdem kommen aber auch vor: Granat verschiedener Varietäten und Pyrop, Chlorit, Glimmer, Hornblende, Eisenkies, Arseneisen, Eisenglanz, Gold und Platin (am Ural). In Adern, Schnüren und Nestern kommen im Serpentin vor: besonders der Chrysotil in seidenglänzenden Fasern von gleicher Zusammensetzung wie jener, also gewissermassen eine asbestartige Form der Serpentine, ganz wie fasrige Gypstrümmer durch dichten Gyps sich hindurchziehen. Ferner Nester von Chlorit, Kalkspath, der mit Serpentin ein Mischlingsgestein, den sog. Ophicalcit (S. 185 u. 191) bildet, Dolomitspath, Magnesit, Brucit, Hydrotalkit, Dermatin und Pyknotrop, Völknerit, Gurhofian, Seifenstein, Kerolith, also meist wasserhaltige Magnesiasilicate, dann aber auch Quarz, Chalcedon, Jaspis, Opale und von Erzen: ged. Kupfer, z. B. in Cornwall, Kupferkies und Kupferglanz, z. B. am Monte Catini in Toskana, endlich auch Rotheisensteine. Der Serpentin erscheint fast durchweg als ein massiges Gestein, auch

wo er in ebenflächigen Platten oder in Bänken erscheint, ist von einer eigentlichen Schichtung nur sehr selten etwas wahrzunehmen, ebenso gehören schiefrige Arten durchaus zu den Seltenheiten. Plattenförmige Absonderung, durch transversale Klüfte getrennt, ist dagegen ziemlich häufig, sehr selten ist eine kugelförmige Absonderung (Karysto auf Euboea).

Im Allgemeinen erscheint er in zwei Lagerungsformen: entweder er bildet gangartige Gebirgsglieder und Stöcke, welche die benachbarten Gesteine durchsetzen, so z. B. bei Predazzo im Fassathale in Tyrol, im Glimmerschiefer bei Tirschheim in Sachsen, im devonischen Sandstein von Balloch in der schottischen Grafschaft Forfar u. a.; als linsenförmiger Stock im Gneiss erscheint der Serpentin von Snarum; oder aber er erscheint lagerartig zwischen Talk-, Chlorit-, Glimmerschiefern und Gneissen eingeschaltet, so im Ural bei Katharinenburg und bei Miask, in dem Alleghanygebirge und der Kette der grünen Berge bei Roxburg, New-Haven, Hoboken u. a. O. in Nordamerika.

Der Serpentin zeigt mannigfache Uebergänge in andere Gesteine und viele Serpentine stellen sich bei genauerer Untersuchung nicht als einfache, sondern als gemengte Gesteine heraus. Durch die zahlreichen und verschiedenen Umwandlungsstadien entsprechenden Uebergänge wird aber eine scharfe Trennung geradezu unmöglich, wenngleich es gewiss ist, dass manche Gesteine, die man zu den Serpentinen gerechnet hat, strenge genommen nicht dazu gehören, auch wenn dieselben in der chemischen Zusammensetzung ziemlich mit Serpentinen übereinstimmen. Gesteine, die aus den Mineralien Diallag, Broncit und Bastit bestehen, haben häufig einen vollkommen serpentinartigen Habitus, so dass erst das Mikroskop die Natur des gemengten Gesteines erkennen lässt. Gerade die Uebergänge in sog. Gabbrogesteine, denen diese Mineralien eigenthümlich sind, zeigen aber auch die Serpentine am häufigsten: Diallag, Saussurit, Labradorindividuen sind in ihnen noch mehr oder weniger zahlreich vorhanden und erkennbar. Selten sind Gabbro-

gesteine ohne Serpentinbegleitung. Granatführende Serpentine zeigen Uebergänge in Eklogit; Amphibolithe und Diorite, Granite, Chlorit- und Talkschiefer sind gleichfalls durch Uebergangsstadien mit Serpentinen verknüpft. Aber am häufigsten und charakteristischsten erscheinen doch die Uebergänge zwischen Serpentinen und Olivingesteinen, die sich schon in den diesen letzteren angehörigen Mineralien aussprachen, die im Serpentin als accessorische Bestandtheile vorkommen. Es giebt Serpentine, in denen auch im Mikroskope nichts von Olivin mehr wahrzunehmen ist, nur in der Anordnung zwischenliegender Magneteisenschnüre, die ein netzförmiges Maschenwerk bilden, lassen sich noch die Umrisse der Olivinkörper vermuthen. Andere Serpentine zeigen in der Mitte dieser Maschen noch die unzersetzten Krystallkörner als Reste der ursprünglichen Olivinkrystalle und wieder in andern Serpentinen endlich sind noch die deutlichen sechsseitigen Querschnitte und scharfen Umrisse wenig umgewandelter Olivine vorhanden. So lässt sich zwischen Olivingesteinen und Serpentinen eine vollständige Uebergangsreihe aufstellen.

Diese vielfachen Uebergänge lassen im Serpentin ein Umwandlungsprodukt aus andern Gesteinen erkennen, die näheren Verhältnisse seiner Bildung werden im III. Abschnitte zur Sprache kommen.

Gewissermaassen Mittelglieder zwischen den Chloritschiefern, Talkschiefern und Serpentinen bilden die sog. Topfsteine (Lavezsteine). Diese sind verworren schuppig oder filzig verwebte Gesteine, die aus einem Gemenge von Chlorit, Talk und zuweilen auch Serpentinmasse bestehen. Diese meist grün-grauen Gesteine sind stets milde, lassen sich mit dem Messer schneiden, sind sehr feuerfest und daher vortrefflich zur Topffabrikation geeignet. Je nachdem der eine oder andere Bestandtheil vorherrscht, kann man: Chlorittopfstein, Talktopfstein und serpentinartigen Topfstein unterscheiden. Die chemische Zusammensetzung derselben ist natürlich eine sehr schwankende, alle sind wasserhaltige Magnesiasilicate, mit mehr oder weniger Quarz oder auch mit Carbonaten gemengt. Sie finden sich mit Serpentin und Chloritschiefern zusammen in den Alpen zu Chiavenna, zu

Trondjem in Norwegen, Boston in Massachusetts, Grenville in Canada.

Rensselaerit ist ein serpentinhaltiger Topfstein, von grauweissen, grünen oder dunkeln Farben, der bei Fowler u. a. Orten der Grafschaft Lawrence vorkommt. Parophit und Pyrophyllitgestein von Vermont und Nord-Carolina in Nord-Amerika, sowie Dysyntribit von Nord-New-York sind ebenfalls dem Topfstein nahestehende Gesteine.

Gemengte Gesteine.

A. Massige Gesteine.

I. Nicht krystallinische, glas- oder pechartige Gesteine.

1. Obsidian.

Der Obsidian ist der Hauptsache nach ein echtes natürliches Glas, es ist die nicht krystallinische Erstarrungsmodification solcher Laven, welche in vollkommener krystallinischer Ausbildung die kieselsäurereichen Gesteine aus der Familie der Trachyte bilden.

Die Obsidiane sind eine glasige, stark glasglänzende Masse, mit ausgezeichnet muscheligem Bruch, scharfkantigen, schneidenden Bruchstücken, meist schwarzer, brauner oder grüner Farbe, oft streifig und gefleckt, durchscheinend bis durchsichtig. Ihre chemische Zusammensetzung ist sehr schwankend, jedoch enthalten sie im Allgemeinen 60—80% Kieselsäure, 8—19% Thonerde und ausserdem Kali oder Natron, etwas Eisenoxyd und Kalk und meist einen nicht über ½% gehenden Gehalt an Wasser. Spec. Gew. = 2.41—2.57; H = 6—7. Von Säuren werden sie nur wenig angegriffen, die weniger sauren etwas leichter; vor dem Löthrohr nur in hoher Hitze schmelzbar.

Die dunkle Farbe der Obsidiane, die sich immer in dünnen Schliffen als durchaus durchsichtig erweisen, ist entweder der Glasmasse als solcher eigenthümlich, oder

dieselbe wird vornehmlich durch zahlreiche, winzige, eingelagerte fremde Körperchen bedingt, die grösstentheils erst unter dem Mikroskope sichtbar werden. Dieser mikroskopischen Einlagerungen, in denen die ersten Anfänge einer beginnenden Krystallisation zu sehen sind, werden wir bei den einzelnen Varietäten des Obsidians noch zu gedenken haben.

Man unterscheidet nach der äusseren Beschaffenheit und Struktur vorzüglich folgende Arten:

Bouteillenstein (Moldawit, Marekanit). Körner, oder runzelig gerippte oder rundlich abgeplattete Knollen eines reinen grünen oder grauen Glases, die in dem Sande bei Moldauthein in Böhmen, an der Marekanka bei Ochotzk in Sibirien und im Tuffe bei Mont Dore les bains und Pessy in der Auvergne u. a. O. vorkommen. Sie erweisen sich durchaus als das reinste der natürlichen Gläser, ausser zahlreichen kleinen Dampfporen, die oft dicht gedrängt in striemenweiser Anordnung in ihnen liegen, sind sie fast ganz frei von mikroskopischen Ausscheidungen. Dass diese reinste Glasmodifikation aber auch in grösseren Massen vorkommen kann, beweisen die Obsidianströme des Hrafntinnuhryggr an der Krafla auf Island und vom Taurangahafen auf Neuseeland.

Gewöhnlicher Obsidian. Wenn diese auch dem blossen Auge als ein vollkommenes Glas erscheinen, so ergiebt doch die mikroskopische Betrachtung von Dünnschliffen, dass dieselben in der Regel reichlich mit winzigen Einlagerungen erfüllt sind. Man kann diese mikroskopischen Ausscheidungen füglich in zwei Klassen sondern, solche, die schon eine bestimmte polyëdrische Form oder regelmässige Umgrenzung zeigen und daher individualisirt und in einzelnen Fällen bestimmbar erscheinen, und solche, die nicht über die, vorzüglich aus künstlichen Schlacken bekannten, primitivsten Formen der Trichiten, Globuliten u. a. Krystalliten hinausgehen (vergl. S. 25). Die Formen und Bildungen der letzteren Klasse sind ausserordentlich mannichfaltig. Winzige haar- oder wurmförmig gewundene Trichiten, die sich bei starker Vergrösserung als perlschnurartig an einander gereihte Pünkt-

chen auflösen, oder solche, die um einen dunklen Kern regellos nach Art der Schwärmsporen ihre Fäden ausstrecken, oder gedrehte und gewundene winzige Bildungen wie zu Flocken zusammengehäuft, kommen in manchen Obsidianen vor. Auch geknickte, strichförmige und aus gebogenen, geraden und punktförmigen Theilen combinirte Gestalten oder zu elliptischen und eiförmigen Ringen zurückgebogene, oft mehrfach concentrisch in einander liegende Trichite sind beobachtet worden. Häufiger noch als diese Trichite sind sog. Belonite, geradlinige, stäbchen- oder nadelförmige Gebilde mit meist ringförmigem Querschnitt an den Enden abgerundet, zugespitzt, ausgezahnt oder gegabelt, ausserordentlich winzig, oft zu sternförmigen Aggregaten oder zwillingsartigen Durchkreuzungen gruppirt. Auch winzige, nur mikroskopisch wahrnehmbare Sphärolithe (S. 111), wie sie auch makroskopisch werden können, oft deutlich reticular struirt, kommen in Obsidianen vor. Die mikroskopischen Einlagerungen der anderen Art lassen sich mehr oder weniger sicher auf bestimmte Mineralien beziehen. Winzige Mikrolithe von Sanidin, sowie von zwillingsgestreiftem Plagioklas, deutlich hexagonale Formen mit erkennbaren Pyramiden, Prismen und Endflächen, sowie quadratische Krystalle, die vielleicht als Turmalin und Zirkon gedeutet werden dürfen, sechsseitige, oft verzerrte Blättchen von dunklem Glimmer, deutliche Hornblende- und Augitmikrolithe und einzelne grössere Individuen, opake unregelmässige Körner von Magnetit, Blättchen von Hämatit sind mit Sicherheit erkannt worden. Ausserdem kommen zahllose Dampf- oder Luftporen, sowie auch eigenthümliche eiförmige Glaseinschlüsse in gewissen Obsidianen vor. Auf den beiden letzteren beruht wohl der eigenthümliche Schiller, den z. B. ein Obsidian aus dem Kaukasus und ein solcher vom Cerro de los Navajos in Mexico zeigt. Alle diese Einlagerungen finden sich oft zu Strängen oder streifenweise vertheilt und nur selten gleichmässig durch die Obsidianmasse verbreitet. In den Windungen und Aufstauungen solcher Stränge und Ströme treten dann die deutlichsten Fluidalerscheinungen hervor.

Sphärolithische Obsidiane nennt man solche, in denen grauliche, gelbliche oder grünliche Sphärolithe oft zahlreich ausgeschieden erscheinen. Durch lagenweise Anhäufung derselben wird eine deutliche Parallelstruktur des Gesteines hervorgebracht. Solche Sphärolithobsidiane kommen z. B. auf den Inseln Lipari und Stromboli, sowie besonders ausgezeichnet am Rotorua-See auf der Nordinsel von Neuseeland und auf Java vor.

Blasiger Obsidian. Die Obsidianmasse ist von zahlreichen, oft mehrere Zoll langen Blasenräumen durchzogen, die alle eine gemeinsame Längsstreckung zeigen und deren Wände oft mit einer anders gefärbten, schlackigen Rinde überzogen sind. Wenn blasenfreie Obsidianlagen mit blasigen abwechseln, entsteht ebenfalls eine plane Parallelstruktur, wie z. B. an einigen Isländischen und Canarischen Obsidianen.

Haarförmiger Obsidian. Dieser ist ein lockeres, seidenglänzendes, filzartiges Gewirre zarter, haarförmiger Glasfäden, zwischen und an denen vielfache runde Tropfen von Glasmasse hängen, ganz ähnlich den haarförmigen Schlacken, wie sie künstlich an den Hochöfen vorkommen, wenn der Luftstrom der Düsen heftig durch die geschmolzene Schlacke hindurchgeht. Bekannt ist solcher haarförmiger Obsidian vorzüglich von dem Vulkane Kilauea auf Hawai, sowie von der Insel Bourbon.

Die Obsidiane umschliessen häufig Bruchstücke von anderen vulkanischen Gesteinen: Trachyte, Lavabrocken u. s. w. und erhalten dadurch oft sogar ein vollkommen breccienartiges Aussehen. Wenn durch eine lagenweise Anordnung dieser fremden Einschlüsse solche Gesteine eine gebänderte und schieferartige Struktur erhalten, so hat man dafür wohl den Namen Eutaxit gewählt, der jedoch eigentlich nicht so sehr eine petrographische Gesteinsklasse, als vielmehr eine bei petrographisch verschiedenen Gesteinen vorkommende Struktur bezeichnet. Wir werden demselben daher noch an anderer Stelle begegnen, wo Gesteine lavischer Bildung vorliegen, die durch die streifige, wohlgeordnete Vertheilung verschiedener Gemengtheile und Einschlüsse, schiefrig und gebändert erscheinen. Manche dieser Gesteine müssen zu den klastischen gerechnet werden.

In grösserer Verbreitung erscheinen die Obsidiane auf Island und Teneriffe, wo sie als vollständige Ströme und Felder ausgedehnt sind. Auf Teneriffe am Teyde sind die Oberflächen der meisten Lavenströme Obsidian und die vom Teyde in die Jcod-Mulde herabgeflossenen Laven haben ganz die gleiche glasige Beschaffenheit. Häufiger finden sich dünne glasige Saalbänder an Gängen oder Krusten der Ströme, auch auf Palma und den anderen Canaren. Ferner erscheinen Obsidiane in den vulkanischen Gegenden des Kaukasus und des grossen Arrarat, in Ungarn, in Centralfrankreich, gangförmig bei les Chazes im Cantal und ein brauner Obsidian bei Vénèche, Canton d'Ardes im Mont Dore, in Mexico und anderen Gebieten. Uebergänge bildet der Obsidian in Bimstein, Perlit, sowie in die Porphyrgesteine der natürlichen Gläser.

2. Bimstein.

Eine durch zahlreiche Blasenräume höchst poröse, schwammig oder schaumig aufgeblähte Glasmasse, wie ein Gewebe parallel laufender oder durcheinander liegender verfilzter Glasfäden erscheinend.

Wie der äusseren Form nach, so steht auch genetisch der Bimstein den haarförmigen Obsidianen am nächsten. Jedoch ist er nach seiner chemischen Zusammensetzung nicht nur auf die sauersten Mischungen trachytischer Gesteine beschränkt, indem es Bimsteine giebt, die noch weniger als 60 % Kieselsäure enthalten (57—73 %), dazu 9—20 % Thonerde, geringe Mengen von Eisenoxyd, Kalk, Magnesia, Kali, Natron (von letzteren zusammen 4—15 %) und meistens einen etwas bedeutenderen Wassergehalt, als die Obsidiane. Sp. G. = 1.98—2.57. H = 4.5. Vor dem Löthrohr bald leichter, bald schwerer schmelzbar.

Seine mikroskopischen Interpositionen sind im Allgemeinen die gleichen, wie beim Obsidian, jedoch lassen sich zwei Haupttypen dieser Substanz unterscheiden. Meist besteht das Ganze aus parallelen, wellig gewundenen Glasfäden, in denen Mikrolithe nur selten sind oder

ganz fehlen, dagegen Glasporen häufig, im anderen Falle erscheinen in den durch grössere Hohlräume getrennten faserigen Häuten ganze Ströme von Mikrolithen in deutlicher paralleler Anordnung. Dadurch wird auch eine geringere Durchsichtigkeit bedingt, als sie dem ersten Typus eigen ist. Sanidine, Plagioklase und Magnetit kommen in Beiden eingeschlossen vor.

Auch das Auftreten der Bimsteine ist an Vulkane gebunden, dort kommt er theils in Verbindung mit Obsidian und Perlitströmen vor, so auf den Liparen, Island, Teneriffe, oder er findet sich als lose Auswürflinge, wie in weiter Verbreitung im Gebiete des Laacher See's und des Mont Dore.

Uebergänge bildet der Bimstein durch porphyrartig eingelagerte Sanidine oder Plagioklase zu sog. Trachytbimsteinen, durch lagenweise Abwechselung bimsteinartiger und perlitischer oder obsidianartiger Masse zu den Perliten und Obsidianen. Solche Zwischengesteine werden als Perlit- und Obsidianbimsteine bezeichnet.

3. Perlit.

Eine email-, seltener glasartige Masse, von meist gelbbrauner oder graublauer Färbung, die aus lauter grösseren oder kleineren, runden und eckigen, manchmal etwas verdrückten Körnern zusammengesetzt ist, welche eine gewisse schaalige Absonderung besitzen. Die Körner zerfliessen oft in einander, so dass eine homogene, glas- oder emailartige Masse entsteht.

Der chem. Zusammensetzung nach sind die Perlite sehr kieselsäurereiche Gesteine (70—82 %), sonst nähern sie sich der Zusammensetzung der sauersten Trachyte (Quarztrachyte) oder durch einen stets vorhandenen Wassergehalt von 2—4 % den Pechsteinen. Im Kolben geben sie daher Wasser ab. H = 6. Sp. G. = 2.25—2.38.

Mikroskopisch sind in ihnen ganz dieselben Einschlüsse vorhanden, wie sie in Obsidianen vorkommen. Ihre Kugeln zeigen dann deutlich die concentrisch-schaalige Struktur in kreisförmigen oder elliptischen Linien

und Rissen, welche beiderseitig über einander greifen, wie es die Schaalen eines Schnittes durch eine Zwiebel zeigen. Die Mikrolithe und Trichite gehen, zahllos zu Strängen gehäuft, ohne Rücksicht auf die concentrisch-schaalige Struktur, durch die Masse hindurch, so dass diese beiden Erscheinungen jedenfalls auch genetisch nicht in Zusammenhang zu bringen sind. Besonders häufig sind die Trichiten und Krystalliten fadenförmig, rankenförmig gekrümmt oder zu farrenkrautähnlichen oder gefiederten Formen zusammen gruppirt. Auch echte Sphärolithe pflegen in den Perliten vorzukommen. Deutliche Sanidine und vortrefflich zwillingsgestreifte Plagioklase kommen für sich oder auch zusammen mikroskopisch in manchen Perliten vor; ebenso sind Glimmerblättchen, Magnetitkörner und Eisenglanztäfelchen nicht selten beobachtet worden. Die gleichen Mineralien pflegen auch makroskopisch als Einschlüsse in den Perliten sichtbar zu sein.

Man kann füglich folgende Arten von Perliten unterscheiden:

Eigentlicher Perlit, in dem die Kügelchen unmittelbar neben einander liegen, so dass sie vollkommen in einander verfliessen.

Obsidianperlit, wo dieselben spärlicher vorhanden sind und durch eine Obsidianzwischenmasse verbunden scheinen.

Pechsteinperlit, wo die Körner zu einer homogenen, pechsteinartigen Masse verschwommen erscheinen.

Bimsteinartiger Perlit, eine feinfaserige Struktur wird durch zahlreiche langgestreckte Poren und Blasenräume bewirkt.

Die echten Perlite sind nicht sehr verbreitet; ganz besonders charakteristisch ist die Gegend von Telkibánya in Ungarn, wo in ihnen die eigenthümlichen birnförmigen, wie aus schaaligen Kammern bestehenden Hohlräume, die sog. Lithophysen vorkommen, sowie die Euganäischen Berge südlich von Padua, die Ponzainseln, die Auvergne u. a. O.

In den Varietäten, die vorher aufgeführt wurden,

liegen schon die Uebergänge der Perlite zu anderen Gesteinen zum Theil ausgedrückt. Durch Einlagerungen von Sanidin und Glimmer gehen sie zu porphyrartigen Gesteinen über, nehmen die in ihnen vorkommenden Sphärolithe überhand, so nähern sie sich dem Sphärolithfels.

Zu der Klasse der Perlite hat man früher manche Gesteine gerechnet, die streng genommen nicht dazu gehören, so vor allem die sphärolithischen Gesteine. Sphärolithe und die runden, schaaligen Körner der Perlite sind durchaus verschieden. Die letzteren sind bloss Glasmasse, während die Sphärolithe schon eine krystallinische Individualisirung erkennen lassen.

4. Pechsteine.

Die Pechsteine sind dichte, glasartige Massen von meist vollkommenem mucheligem Bruch, mehr oder weniger pechartigem Fettglanze, olivengrüner, schwarzgrüner, brauner oder rother Farbe, oft mehr faserig gestreift und gefleckt, leicht zersprengbar in scharfkantige Bruchstücke.

Auch die Pechsteine sind natürliche Gläser, dem Obsidian nahestehend, mit dem sie im Allgemeinen in der Zusammensetzung übereinstimmen, jedoch immer wasserhaltig. Der Gehalt an Kieselsäure schwankt von 63—73 %, Thonerde 9—13 %, Alkalien 2—8 %, der Wassergehalt von 4—9 %. Bringt man den Wassergehalt in Abzug und rechnet die übrigen Bestandtheile auf 100 um, so ergiebt sich dann die auffallende Uebereinstimmung der Substanz mit Trachyt und mit Quarzporphyrgesteinen. Vor dem Löthrohr schmelzbar, im Kolben Wasser gebend.

Schon geologisch lassen sich die dem Aussehen und der Zusammensetzung nach vollständig ähnlichen Pechsteine in zwei Gruppen theilen, deren mikroskopische Struktur gleichfalls eine solche Eintheilung rechtfertigt, in: Trachytpechsteine und in Porphyrpechsteine.

Die Trachytpechsteine enthalten in zahlloser Menge jene aus den Obsidianen bekannten Beloniten und daneben winzige Mikrolithen von Sanidin, Hornblende,

bald kreuz und quer, bald zu Strömen gehäuft, jedenfalls dichter gedrängt, wie beim Obsidian, so dass hierdurch eine stärkere Entglasung bewirkt wird. Die Glasmasse ist dabei von zahlreichen mikroskopischen Dampfporen durchzogen, dagegen kommen keinerlei Flüssigkeitseinschlüsse vor. An grösseren Ausscheidungen sind häufig: Sanidine und Plagioklase, Quarz, Hornblende, Magneteisen, hin und wieder Sphärolithe.

Die Trachytpechsteine finden sich nur in Gebieten trachytischer Gesteine und auch in diesen nicht in grosser Verbreitung. Meist scheinen sie gangförmig aufzutreten, so um den Taupo-See, Nordinsel von Neuseeland, am Baulaberge in Island, am Monte Menone in den Euganäen und in den Tuffen des Mont Dore und Cantal in Centralfrankreich.

Die Porphyrpechsteine unterscheiden sich mikroskopisch von den vorhergehenden vorzüglich durch die Art der Entglasung, in ihnen ist dieselbe grösstentheils durch eine der Grundmasse der echten Porphyre ähnliche Masse bewirkt, für die der Name aphanitische in Vorschlag gebracht wurde (vergl. S. 106). Diese, bald nicht individualisirt, bald faserig oder körnig unbestimmt individualisirt, tritt in den meisten Pechsteinen gegen die eigentliche Glasmasse zurück und zeigt in ihrer Vertheilung verschiedenartiges Verhalten. Sie bildet Streifen, Adern, concentrisch in einander liegende, durch Glasmasse getrennte Schaalen oder rundliche und verschiedenartig gestaltete, kugelige, traubige, keulenförmige Anhäufungen. Sehr oft durchziehen die Pechsteinmasse äusserst feine, opake Körnchen, in Strängen an einander gereiht, wodurch dann eine ausgezeichnete Fluidalstruktur bewirkt wird. Ueber die Natur dieses Staubes ist noch keine Entscheidung möglich gewesen, in einigen Fällen wollte es scheinen, als ob diese Pünktchen winzige, hohle Poren seien. Nur ganz vereinzelt sind in diesen Pechsteinen Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle beobachtet worden.

In der Pechsteingrundmasse liegen immer schon bestimmbare Krystalle von Sanidin, Plagioklas, Quarz, Glim-

mer, Magnetit und Hämatit. Jedoch kommen in manchen Pechsteinen von vorzüglich glasartiger Beschaffenheit auch eigenthümliche Aggregate von Mikrolithen vor. Hierdurch entstehen oft sehr wunderbare, fast an organische Formen erinnernde Gebilde: so die Farnwedelähnlichen Hornblendegebilde im Pechstein der schottischen Insel Arran.

Im schwarzen Pechsteine von Planitz bei Zwickau liegen in farbloser Glasmasse Lappen und Zungen von braunem Glase und darin Körnchen und kurze Säulchen, die durchscheinend sind und mit den verschieden gefärbten, welligen Glaswindungen eine ausgezeichnete Fluidalstruktur hervorrufen.

Die Porphyrpechsteine finden sich in grösserer Verbreitung in Porphyrgebieten, in Deutschland in dem ausgezeichneten Distrikte von Meissen in Sachsen, wo sie gangförmig in dem echten Felsitporphyr und deckenartig über demselben auftreten. Isolirte, gangförmige Vorkommen dieser Gesteine finden sich auch bei Tharand, Freiberg und Zwickau. Reich an Pechsteinen ist die schottische Insel Arran, sowie einzelne der Hebriden, endlich kommen in Mexico und auf der Isle Royal im oberen See von Nordamerika Pechsteine vor.

Sowohl die Trachyt- als auch die Porphyrpechsteine gehen durch Aufnahme von krystallinischen Einsprenglingen in Porphyrgesteine der natürlichen Gläser über.

5. Tachylit.

Der Tachylit ist ein schwarzes, bräunliches oder grünlich schwarzes Glas, welches äusserlich dem Obsidian gleicht, aber in seiner chemischen Zusammensetzung davon verschieden ist, indem es durch einen nur zwischen 50—55% schwankenden Gehalt an Kieselsäure sich den basischeren Gesteinen der Basaltgruppe anreiht, im übrigen enthält er ca. 17% Thonerde, 10% Eisenoxydul, 11—12% Kalk und Magnesia, 8—9% Kali und Natron und stets einen geringen Wassergehalt. H = 6.5. Sp. G. = 2.51—2.56. Vor dem Löthrohr schmilzt er leicht zu

undurchsichtigem Glase, wird von Salzsäure unter Gallertbildung vollständig zersetzt.

Auch für den Tachylit hat die mikroskopische Untersuchung eine eigenthümliche Struktur erkennen lassen. In grosser Anzahl finden sich darin nadelförmige Mikrolithe, oft zu stern- und kreuzförmigen Aggregaten verwachsen, von einem etwas gebleichten Hofe in der Tachylitsubstanz umgeben, Mikrolithaggregate, die man wohl für Augit halten kann. Magnetit, Nephelin und Apatitmikrolithe sind gleichfalls darin vorhanden. In anderem Tachylit kommen Olivineinschlüsse vor, sowie farrenkrautähnliche Gebilde von zarter, zierlicher Struktur. Auch Dampfporen fehlen in den Tachyliten nicht, oft zu langen Schnüren an einander gereiht. Trichitenähnliche, gewundene Fäden finden sich in einem dunkelgrünen Tachylit der Auvergne. Eine deutliche perlitische Struktur, die einzige Wahrnehmung dieser Art an basischen Gläsern, zeigt ein Tachylit von dunkelblauer Farbe von Marostica bei Bassano im Vicentinischen.

Der Tachylit erscheint nirgendwo in grosser Verbreitung, nur als Ueberzug über basaltischen Gesteinen oder als Glaskruste die Wände der Blasenräume überziehend. So im Basalte des Säsebühl bei Dransfeld und bei Bobenhausen im Vogelsgebirge, zu Czertochin in Böhmen, bei Beaumont unweit Clermont in der Auvergne, bei dem genannten Marostica im Vicentinischen u. a. O.

Sehr nahe stehend, wenn nicht geradezu identisch mit dem Tachylit sind dic als Hyalomelan und Sideromelan aufgeführten Mineralspecies, wovon der erstere in Säuren nicht löslich ist und daher dem Obsidian in dieser Beziehung sich nähert, der letztere nur eine eisenreiche Varietät sein dürfte. Der Hydrotachylit von Rossdorf bei Darmstadt ist gleichfalls ein ganz ähnliches, wenn auch etwas verschiedenes, basaltisches Glas.

Vereinzelt scheinen auch basischere Pechsteine vorzukommen, in gleicher Weise durch einen Wassergehalt ausgezeichnet wie die kieselsäurereichen Pechsteine. So kommt am Weisselberge bei St. Wendel ein Melaphyrpechstein mit homogener Glasgrundmasse, mit winzigen Körnern von Olivin, Mag-

netit und triklinem Feldspath vor und auch an anderen Orten sind ähnliche Vorkommen erwähnt.

II. Halbkrystalline Gesteine.

Porphyre der natürlichen Gläser.

Die ganze Gruppe von Gesteinen besitzt das gemeinschaftliche Charakteristikon, dass in einer glasigen, einem der vorhergehenden Gesteine angehörigen Grundmasse, einzelne grössere Krystalle und Körner verschiedener Mineralien eingewachsen liegen.

Die Bezeichnung der einzelnen, in diese Gruppen gehörigen Gesteine würde am richtigsten durch die Combination des Wortes Porphyr mit dem Namen des ausgeschiedenen Minerales geschehen, dadurch würden Namen gebildet, die zum Theil schon auf andere Gesteine allgemeine Anwendung gefunden. Es erscheint daher, weil ja auch diese Gesteine nicht zu der Klasse der eigentlichen, echten Porphyre gehören, wohl am zweckmässigsten den Namen der ausgeschiedenen Mineralgemengtheile einfach mit den Bezeichnungen der verschiedenen Glasgesteine zu combiniren und so, die im folgenden angewendeten Namen für diese Gesteine zu gebrauchen.

Man kann folgende Arten dieser Gruppe unterscheiden:

Sanidinobsidian. In vollkommen glasiger Obsidiangrundmasse erscheinen Krystalle von Sanidin eingewachsen. Dieselben sind in der Regel nicht vollkommen krystallisirt, sondern zeigen rundliche, oft wie angeschmolzene Umrisse. In diesen selbst eingeschlossene Fetzen von Obsidianmasse zeigen die Gleichzeitigkeit der Entstehung. Solche Gesteine treten auf Island, Ischia und in Mexico auf.

Plagioklasobsidian. Die in der Obsidiangrundmasse ausgeschiedenen Krystalle sind vorherrschend trikliner Art, deren Natur sich in der im polarisirten Lichte hervortretenden Zwillingsstreifung immer deutlich erkennen lässt: so die Gesteine von Teneriffe, vom Ararat u. A. wozu auch das wirklich andesinhaltige Gipfelgestein des

Guagua Pichincha in Quito gehört. Da in vielen Obsidianen jedoch Sanidine und trikline Feldspathe zusammen vorkommen, so in den Gesteinen der Liparen, von Zimapan in Mexico u. a., so dürften diese beiden Gruppen vielleicht unter dem für alle gültigen Namen Feldspathobsidiane sich zusammenfassen lassen.

Auch die durch eingelagerte grössere Krystalle porphyrartigen Bimsteine lassen sich im Allgemeinen als Feldspathbimsteine bezeichnen: Sanidinbimsteine, wie z. B. die von der Somma am Vesuv oder von der Grande Cascade im Mont Dore, die nur Sanidin, oder vom Laacher See, die neben Sanidin auch noch Hauyn und wenig Hornblende und Magnetit enthalten; Plagioklasbimsteine von Arequipa in Peru, die neben Oligoklas (oder Andesin) Hornblende und etwas Glimmer enthalten, und endlich auch solche, in denen beide Feldspatharten zusammen vorkommen, z. B. von den Liparen.

Auch von den Perliten kommen ähnliche Gesteine vor. Bei diesen sind es vorzugsweise Sanidin und Biotit, welche eine porphyrische Ausbildung derselben bewirken. Dazu treten bei ihnen noch die sog. Sphärolithe, die wie schon vorher (S. 223) bemerkt, ohne Beziehung zur Perlitstruktur gleichfalls als Ausscheidungen von bestimmter, aber wahrscheinlich nicht immer gleichartiger und bisheran nicht definirter Mineralsubstanz gelten müssen. Manche Sphärolithperlite sind sehr reich an diesen kugligen Gebilden, die in einer glasigen oder porzellanartigen, perlitischen Grundmasse, wohl auch mit Glimmerblättchen und spärlichen Feldspathen zusammen liegen. Tritt die Grundmasse dagegen so zurück, dass das Gestein nur ein Aggregat von Sphärolithen darstellt, so kann dafür der Name: Sphärolithfels gewählt werden.

Die Trachytpechsteine sind in der Regel nur durch Ausscheidungen von Sanidin porphyrisch ausgebildet. Solche Sanidinpechsteine kommen ausgezeichnet im Mont Dore vor.

Die Porphyrpechsteine lassen sich nach den Einspreng-

lingen wieder in mehrere Glieder theilen: Orthoklaspechstein, mit ausgeschiedenem, sehr frisch aussehendem Orthoklas, daneben auch Plagioklas, jedoch nicht so überwiegend, dass man auch Plagioklaspechsteine annehmen könnte; hierzu gehören manche der sächsischen Pechsteine. Quarzpechsteine, mit ausgeschiedenen, scharfrandigen Krystallen von Quarz, die von liquiden Einschlüssen meist ganz frei sind, neben diesen auch Feldspathe und Glimmer, z. B. von der Insel Arran. Biotitpechsteine, mit so zahlreich ausgeschiedenen, ziemlich parallel gelagerten Blättchen von schwarzem Glimmer mit Plagioklas in einer schwarzen, obsidianähnlichen, aber 4% Wasser haltigen Grundmasse, dass das Gestein eine schiefrige Struktur und ein glimmerschieferartiges Aussehen erhält, z. B. ausgezeichnet an der Rasta bei Recoaro im Vicentinischen, endlich: Sphärolithpechsteine, in denen neben den Krystallen oder statt derselben Kugeln von verschiedener Grösse und Beschaffenheit in der pechartigen Grundmasse liegen. Diese Kugeln, in der Regel als Cumularsphärolithe zu bezeichnen, haben meist eine der Grundmasse der echten Porphyre ähnliche, aphanitische Beschaffenheit und zeigen zuweilen auch eine gewisse radiale Struktur. Die in solchen Pechsteinen vorkommenden grösseren, (1—3′) unregelmässigen Kugeln sind wohl losgerissene, angeschmolzene und abgerundete Bruchstücke echter Porphyre und nicht mit den eigentlichen Sphärolithen zu vereinen.

Manche dieser porphyrartigen Pechsteine zeigen Uebergänge in thonsteinartige, mikrokrystallinische Gesteine, indem die glasige Grundmasse mehr oder weniger einen aphanitischen Charakter annimmt, einen splittrigen, oft fast erdigen Bruch zeigt; sie zeigen grünlichweisse oder lichtröthliche und bläuliche Farben, sind von Hornstein- und Chalcedonadern durchzogen. Der Name Pechsteinfelsit bezeichnet richtig ihre Annäherung an die Felsitporphyre, mit denen sie z. B. in der Gegend von Meissen stets zusammen vorkommen.

Auch von den basischen Gläsern scheinen Porphyre nicht zu fehlen. Hierhin gehören vor allem solche Tachylite,

in denen Einsprenglinge von Augit liegen, sowie auch der durch Olivin, Feldspath und Magnetitkörner manchmal porphyrische sog. Melaphyrpechstein. Besonders aber dürfen dahin wohl auch die zuerst von Bořický beschriebenen Gesteine vom linken Elbufer des böhmischen Mittelgebirges gehören, die in vorwaltender tachylitähnlicher Glasmasse lockere Anhäufungen von Augitkrystallen, sowie reichlich Olivin und Hornblendekörner enthalten. Mikroskopisch erscheinen darin äusserst zarte, staubähnliche Pünktchen und trichitische Nädelchen, oft zu dendritischen oder auch verworren flockigen Formen aggregirt. Der für solche Gesteine gewählte Name: Glas- oder Magmabasalt erscheint nicht sehr bezeichnend; wenn die Identität der Grundmasse mit dem Tachylit in der That erweislich ist, so dürfte der Name Augittachylit besser die petrographische Constitution andeuten. Diese Gesteine erscheinen in der genannten Gegend auch mit säulenförmiger Absonderung, ausserdem an einigen Punkten des Habichtswaldes.

Ein anderes hierhin gehöriges Gestein ist der sog. Limburgit von der Ruine Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl. Die hier ebenfalls stark vorherrschende tief braunrothe bis sammtschwarze Glasmasse enthält tafelförmige Augite, oft Zwillinge, Krystalle von Hyalosiderit und wenig Magnetit. Das Gestein ist sehr basisch (SiO_2 : 43 %), jedoch scheint die Glasmasse mehr eine hyalomelanartige zu sein, da sie von Säuren nicht angegriffen wird. An dem Lützelberg und Vormberg im Kaiserstuhl, sowie an dem Vulkane Ringgit auf Java kommen ähnliche Gesteine vor.

Der von Rosenbusch für diese Gesteine gewählte Name erscheint nicht sehr glücklich. Ueberhaupt dürften sich für Gesteine solche nur von Oertlichkeiten hergenommene Namen nicht wohl empfehlen, schon weil dieselben in der Mineralogie vielfach und hier zweckmässiger verwendet werden. Ein Gesteinsname sollte immer wenigstens einen Hinweis auf die petrographische Constitution enthalten. Wenn auch der Name Augithyalomelan etwas schwerfällig ist, möchte er doch wohl bezeichnender sein.

III. Krystallinische Gesteine.

a. Noch reichlich reine Glasmasse als Residuum des Magma's enthaltend.

1. Basalte.

Unter diesem Namen fasst man nach dem heutigen Standpunkte der Petrographie zweckmässig alle Gesteine zusammen, deren wesentliche Gemengtheile Augit und Magnetit oder Titaneisen, deren charakteristischer accessorischer Gemengtheil Olivin ist, die eine basische Zusammensetzung, ein hohes spec. Gewicht und eine dunkle, meist blauschwarze Farbe als durchaus gemeinsam besitzen, in denen dann aber nach den verschiedenen Varietäten dieser Gruppe noch einer oder mehrere Gemengtheile als wesentlich, aber variabel hinzu kommen, die Plagioklas, Nephelin, Leucit, Hauyn oder Glimmer sein können. Die Strukturverhältnisse dieser Gruppe gestalten sich gleichzeitig in so fern verschieden, dass diese Gesteine entweder mittel- bis grobkörnig erscheinen und dann Dolerite, oder zwar noch körnig, aber in den einzelnen Gemengtheilen nicht mehr unterscheidbar ausgebildet sind und dann Anamesite, oder endlich dem blossen Auge homogen sich darbieten und dann eigentliche Basalte oder Basaltite [1]) genannt werden. Diese drei Strukturvarietäten sind übrigens nicht bei allen einzelnen Basaltabtheilungen in gleicher Weise vollkommen zur Entwicklung gekommen. Nach den beiden eben erwähnten Gesichtspunkten gruppiren sich die Basalte, wie folgt:

a. Plagioklasbasalte, charakterisirt durch die Gegenwart von Plagioklas, gewöhnlich ohne Leucit, oft mit etwas Nephelin und zwar der Struktur nach also: Plagioklas-Dolerite, -Anamesite, -Basaltite.

b. Nephelinbasalte, charakterisirt durch Nephelin, oft auch leucithaltig, die nephelinreichen plagioklasfrei: Nephelin-Dolerite, -Anamesite, -Basaltite.

---

1) Der Name „Basaltit", früher allerdings einmal für Melaphyr angewandt, erscheint in dieser Bedeutung für eine Unterabtheilung der Basalte wohl verwendbar.

c. Leucitbasalte, charakterisirt durch Leucit, fast immer plagioklasfrei, dagegen sämmtlich mehr oder weniger Nephelin enthaltend. Vorherrschend Leucitbasaltite, jedoch nicht ohne Uebergänge zu anderen Strukturvarietäten.

d. Hauynbasalte, charakterisirt durch Hauyn, stets neben Nephelin und Leucit, jedoch nicht immer vorherrschend. Auch hiervon verschiedene Strukturvarietäten.

e. Glimmerbasalte, charakterisirt durch die Gegenwart von dunklem Glimmer, gleichzeitig immer Plagioklas, Leucit und Nephelin führend, letztere meist vorherrschend.

Bei der grossen Verbreitung der Basalte, sowie der basaltischen Laven, die sich dieser Eintheilung durchaus bis in die Einzelheiten der Gemengtheile und der Strukturverhältnisse anfügen und daher nicht besonders zur Sprache gebracht zu werden brauchen, erscheint es nöthig, jede Abtheilung für sich näher zu betrachten.

a. Plagioklasbasalte.

Plagioklasdolerite sind grob- bis mittelkörnige Gemenge von Plagioklas, Augit und titanhaltigem Magnetit, in denen der Olivin bis zu gänzlichem Fehlen zurücktritt, in denen fast immer Apatit accessorisch und kohlensaures Eisenoxydul und Kalk als Produkte secundärer Processe enthalten sind. Der Plagioklas ist stets vorwaltend, seine trikline Struktur oft schon mit der Loupe an den Streifungen seiner weissen oder lichtgrauen Täfelchen zu erkennen, die aber stets deutlich unter dem Mikroskope hervortritt. Der Augit erscheint in kurzen Prismen von schwarzer oder dunkelgrüner Farbe, der Magnetit sehr feinkörnig durch das ganze Gestein vertheilt, seltener grössere Oktaëder und Körner. In manchen Doleriten tritt Titaneisen an die Stelle von Magnetit, jedoch kann dasselbe nicht als durchgreifend charakteristisch gelten und ist auch in seiner Verbreitung nicht lediglich auf echte Dolerite beschränkt.

Die mikroskopische Untersuchung der Plagioklas-

dolerite hat ergeben, dass Reste des ursprünglichen Magma's nur ziemlich spärlich vorhanden sind. Jedoch weisen manche, so der Dolerit vom Meissner in Hessen dieselben auf. Ziemlich viel Glasmasse mit schönen, dendritenförmigen Aggregaten von schwarzen Krystalliten enthält der Dolerit vom Croix Morand im Mont Dore. Nephelin ist nur selten, und da auch Olivin nur sparsam vorhanden ist, so sind die Dolerite in der Regel etwas reicher an Kieselsäure und ärmer an Magnesia, als die Basaltite.

Ihre mittlere chemische Zusammensetzung lässt sich durch folgende Zahlen ausdrücken: SiO_2 : 50.59, Al_2O_3 : 14.10, Fe_2O_3 : 16.02, CaO : 9.20, MgO : 5.09, K_2O : 1.05, Na_2O : 2.19, H_2O : 1.78. Spec. G. = 2.75—2.96. Die Gegenwart von Phosphorsäure und Kohlensäure deutet Zersetzungsvorgänge an.

Treten in dem sonst ziemlich gleichmässig körnigen Gemenge einzelne grössere Augite oder Plagioklase hervor, so erhalten die Dolerite einen pseudoporphyrischen Habitus. Durch leere oder wieder mit anderen Mineralsubstanzen (Zeolithen und Carbonaten) erfüllte Blasenräume wird ihre Struktur blasig oder mandelförmig. Die in diesen Blasenräumen vorkommenden Mineralien finden bei den Basaltiten einzeln Erwähnung. Charakteristische Vorkommen von Plagioklasdoleriten sind: die Löwenburg im Siebengebirge, Steinbahn bei Siegburg, Brinkenköpfchen bei Kelberg (Eifel), Meissner und Sababurg in Hessen, Radicofani in Italien, Croix Morand und besonders ausgezeichnet pseudoporphyrisch am Puy de Barneire in der Auvergne, an manchen Punkten in Schottland, auf den Faroerinseln und auf Island.

P l a g i o k l a s a n a m e s i t. Plagioklas, Augit, Magnetit und etwas Apatit bilden ein Gemenge von so feinkörniger Zusammensetzung, dass die einzelnen Gemengtheile sich nicht mit blossem Auge unterscheiden lassen. Zwischen den krystallinischen Bestandtheilen erweist das Mikroskop eine amorphe, zwischengedrängte Basis, in der massenhaft farblose Nädelchen, Keulchen, Körnchen, sowie fadenförmige Trichite ausgeschieden liegen. Jedoch tritt die Basis häufig so zurück, dass nur dünne, amorphe

Scheidewände zwischen den Gemengtheilen übrig bleiben. Gegen den vorwaltenden Plagioklas tritt der Augit zurück, der auch nicht so regelmässige Formen zeigt, wie im Dolerite, dieselben sind durch die Feldspathgestalten mehr oder weniger bedingt. Der Kieselsäuregehalt dieser Varietät ist etwas bedeutender wie der der Dolerite, das spec. Gew. etwas geringer von 2.7—2.8.

Als Typus dieser Art kann wohl der Anamesit von Steinheim bei Hanau aufgeführt werden. Derselbe enthält zwischen die farblosen Feldspathleisten und die spärlichen, braungelben Augite, lediglich zwischen diese eingeklemmt, braunschwarze Glasmasse, die mit schwarzen Trichiten und etwas durchscheinenden, gekrümmten Stachelchen und farblosen Nädelchen in so grosser Zahl erfüllt ist, dass der eigentliche Glasgrund nur wenig hervortritt. Echte Anamesite sind noch: das Gestein von Wilhelmshöhe bei Kassel, vom Kutzenberg im Siebengebirge, von La Charade, Auvergne und viele isländische Gesteine, z. B. von der Esja am Fjord von Reykjavik u. a., auch solche aus Irland und Schottland.

Plagioklasbasaltit. Dieses sind meist blauschwarze, scheinbar dichte, homogene Gesteine (abgesehen von einzelnen mit blossem Auge sichtbaren, grösseren Einsprenglingen), mit mattem, splittrigem, im Grossen flachmuscheligen Bruch, deren wirkliche Constitution nur mit dem Mikroskope erkannt werden kann. Dann zeigt sich, dass man die mikroskopischen Mineralgemengtheile: Plagioklas, Augit, Magnetit (oder titanhaltigen Magnetit), stets und zwar oft reichlich Olivin, etwas Nephelin und Apatit einerseits, und eine amorphe, glasige Basis andererseits in der Gesammtzusammensetzung unterscheiden kann. Die ausgeschiedenen Gemengtheile lassen sich unter dem Mikroskope meist scharf und sicher trennen. Die Krystalle des Plagioklases zeigen im polarisirten Lichte prachtvoll die bunte Streifung ihrer polysynthetischen Verwachsung. Sie liegen oft mehrere gedrängt oder radial gruppirt zusammen. Glaseinschlüsse sind in ihnen selten, wenn auch hier und da vorhanden. Vorzüglich in der Gruppirung der lang leistenförmigen

Plagioklase spricht sich oft eine ausgezeichnete Fluidalstruktur aus. Das widerstandsfähige Verhalten dieser Plagioklase gegen Säure macht es wahrscheinlich, dass dieselben vielleicht in den meisten Fällen Oligoklas und nicht Labrador seien, wenngleich zweifellos eine sichere Constanz in der Plagioklaszusammensetzung für die Basalte nicht besteht. Vereinzelt kommt auch Sanidin in diesen Basalten vor, so z. B. in der basaltischen Lava des Chuquet Couleyre u. a. O. in der Auvergne. Der Augit, oft mit schaaliger Struktur, ist besonders reich an zahlreichen mikroskopischen Einlagerungen: Magnetitkörner, Apatitnadeln, Augitmikrolithen, aber vor Allem Glaseinschlüsse der verschiedensten Gestalt, meist mit deutlichen, grossen Bläschen, haufenweise zusammenliegend, wie z. B. in den Augiten vom Puy de la Rodde, Auvergne, in denen dieselben auch die Form des Augites selbst annehmen. Dampfporen sind gleichfalls häufig, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, so in den Augiten des Basaltes vom Puy Girou bei Clermont. Augitmikrolithe von brauner bis olivengrüner Farbe liegen meist zahlreich durch die ganze Gesteinsmasse verbreitet. Der Magnetit mit allen Eigenschaften seiner mikroskopischen Erscheinungsweise (S. 89) ist meist gleichmässig durch die Gesteine vertheilt. Olivin, grünlich grau gefärbt, in sehr dünnen Schliffen fast farblos, ist meist ziemlich häufig, reich an Einschlüssen von Glas, Magnetit, Titaneisen und Flüssigkeit. Alle Olivinindividuen zeigen wenigstens die Anfänge der für ihn so charakteristischen Umwandlung in Serpentin. Nephelin erscheint meist sehr winzig und daher nur in sehr dünnen Schliffen und nicht leicht erkennbar. Die meist sehr klaren, langen, im Querschnitte hexagonalen Prismen von Apatit sind nicht wohl damit zu verwechseln. Sechsseitige, cochenilleroth durchscheinende Blättchen von Eisenglanz, sehr selten Hornblende und Glimmer, kommen gleichfalls vor. Die glasige Basis, die neben den Gemengtheilen der Plagioklasbasaltite erscheint, verhält sich in Bezug auf Quantität und Beschaffenheit sehr verschieden. Oft ist fast die ganze Gesteinsmasse mikrokrystallinisch ausgebildet, so

dass keine oder doch nur geringe Reste der Basis übrig sind, wie das bei vielen Basalten des Siebengebirges, bei den Laven der Auvergne zum Theil der Fall ist, und wie es besonders den Doleriten eigen. Aus einem solchen, die Grundmasse bildenden mikrokörnigen Gemenge treten einzelne grössere Krystalle hervor, z. B. in der Lava des Puy de Pariou, Auvergne; im Allgemeinen eine bei den Basaltiten nicht häufige Struktur. Ist, wie das meistens der Fall, reichlicher glasige Basis vorhanden, so ist dieselbe entweder ein reines Glas, oder sie ist mit netzartig gehäuften Trichiten oder massenhaft ausgeschiedenen farblosen Krystalliten erfüllt, wie diese auch die Zwischenklemmungsbasis der Anamesite zeigt. Reines Glas enthalten z. B. die Basalte vom Stillberg im Habichtswald, von St. Giovanne Ilarione im Vicentinischen; solches mit Krystalliten erfüllt der Basalt von Oberbachem bei Bonn, von der Milleschauer im böhmischen Mittelgebirge, Salesl an der Elbe u. A.

Aus der homogen erscheinenden Masse dieser Plagioklasbasaltite treten zuweilen Krystalle und Körner von Olivin und zwar dieser am häufisten, Plagioklas, Augit, Magnetit und Hornblende als Einsprenglinge hervor. Unter diesen ist der Olivin höchst charakteristisch, theils in deutlichen Krystallen (Puy de Charade, Auvergne), theils in Körnern oder grösseren kugeligen Aggregaten von körniger Struktur, die jedoch nicht reiner Olivin sind, sondern eine dem Lherzolith (siehe diesen) ähnliche Zusammensetzung zeigen: Olivinbomben, z. B. am Dreiser Weiher bei Dockweiler in der Eifel, in der Umgegend von Ardes im Mont Dore u. a. O.

Sind die Basalte blasig, und die Blasenräume ganz oder theilweise erfüllt, so erhalten sie oft eine ausgezeichnete amygdaloide Struktur und führen als Ausfüllung dieser Blasenräume eine grosse Menge von Mineralien aus der Familie der Zeolithen, in Begleitung verschiedener Quarzvarietäten, Opale und Carbonate. So kommen vor: Apophyllit, Analcim, Harmotom, Phillipsit, Stilbit, Heulandit, Chabasit, Mesotyp, Quarz, Amethyst, Chalcedon, Hyalith, Opal. Diese Mineralien lassen nicht selten

eine ganz bestimmte Bildungsfolge in ihrer gegenseitigen Ueberrindung und Ueberwachsung erkennen. Ihre Bildung ist oft eine ganz neue, so überrindet z. B. Hyalith auf Fugen des Basaltes vom Fuchsberge bei Striegau die gelben und braunen Flechten, die sich auf ihm angesiedelt haben. Als accessorische Gemengtheile der Basalte kommen, allerdings seltener auch noch vor: Magnetkies, Saphyr, Zirkon, Granat, Titaneisen. Quarz, der hin und wieder angeführt wird, rührt wohl vom Nebengestein her und ist ein blosser Einschluss. Bruchstücke verschiedener fremder Gesteine sind überhaupt nicht gerade selten in den Basalten (das hat auch für alle übrigen Varietäten Gültigkeit): Angeschmolzener bunter Sandstein findet sich im Basalt von Büdingen in der Wetterau, gefrittete Graniteinschlüsse im Basalt vom Cap Prudelles bei Clermont (Auvergne) u. A. Dass diese Einschlüsse in den basaltischen Laven noch häufiger sind, erscheint kaum nöthig hervorzuheben.

Als mittlere chemische Zusammensetzung der Plagioklasbasaltite können etwa folgende Zahlen gelten: SiO_2 : 43.0, M_2O_3 : 14.0, Fe_2O_3 und Feo : 15.30, CaO : 12.10, MgO : 9.10, K_2O : 1.30, Na_2O : 3.87, H_2O : 1.30. Spec. Gew. = 2.9—3.1. Dazu ist nur zu bemerken, dass der Wassergehalt der Laven im Allgemeinen niedriger ist und viele derselben fast wasserfrei sind; in ihnen hat die Zersetzung durch die atmosphärischen Wasser kaum begonnen. Trotzdem zeigen aber auch manche Laven, wenn sie gepulvert mit Säuren übergossen werden, ein auf Carbonate hinweisendes Aufbrausen, wie es allerdings in stärkerem Maasse bei den meisten älteren Plagioklasbasalten eintritt. Die Zersetzung beginnt mit einer Auslaugung des Kalkes, der Magnesia, der Eisenoxyde sowie eines Theiles der Alkalien. Hieraus entstehen Carbonate und Zeolithe; soweit diese Bestandtheile nicht zunächst in den Blasenräumen wieder zur Mineralbildung verwandt werden, werden sie fortgeführt. So gehen aus Basalten endlich basaltische Thone oder sog. Wacken hervor, der Hauptsache nach wasserhaltige Thonerdesilikate. Solche Wacken haben die blasige Struktur der Basalte oft gewahrt oder

zu einer porös-zelligen weiter ausgebildet. Schmutzig grünliche oder graue Farben, meist erdige, zuweilen rundkörnige, kokkolithartige Beschaffenheit und ein thoniger Geruch bei leichter Zersetzbarkeit sind ihnen eigen. Sie können selbstverständlich auch aus Doloriten und Anamesiten hervorgehen und es giebt auch Melaphyr- und Phonolith-Wacken, deren später noch Erwähnung geschehen wird.

Die Plagioklasbasaltite sind von den Basalten überhaupt die am weitesten verbreiteten. Die meisten Basalte des Siebengebirges und längs der Ufer des Rheines, die von Hessen, Böhmen, Mähren, Ungarn, des Vicentinischen, der Auvergne, Schottland, Irland, der Hebriden und der Faröerinseln gehören dieser Abtheilung an. Von den Basaltlaven sind die meisten Laven der Auvergne, des Aetna, des Hekla u. a. der Vulkane auf Island, von Jan Mayen, von Adèn in Arabien, vieler oceanischer Vulkane u. a. als echte Feldspathbasaltite ausgebildet.

b. Nephelinbasalte.

Nephelindolerit (Nephelinit) ist ein krystallinischkörniges Aggregat von Nephelin, Augit und Magnetit und als accessorischer Bestandtheil stets Olivin. Der grünliche, graue oder gelbbraune Nephelin erscheint meist in Körnern, bisweilen in deutlich hexagonalen Prismen mit muscheligem Bruch und dem eigenthümlichen Fettglanz. Ueber seine Mikrostruktur vergl. S. 70. Der Augit ist meist in ausgebildeten Krystallen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe vorhanden, der Magnetit in Körnchen und Oktaëdern oft von ziemlicher Grösse. An accessorischen Gemengtheilen ist der Nephelindolerit ziemlich reich, es finden sich ausser Olivin kleine Krystalle von Granat, Titanit, Biotit, Apatit in langen hellen Nadeln, oft durch Nephelin und Augit hindurchgewachsen, Nosean in quadratischen, recht- oder sechseckigen, trüben Querschnitten, Sanidin in seltenen leistenförmigen Individuen, Sodalith z. B. in dem Gestein von Meiches, Leucit und Melanit.

Die chemische Zusammensetzung des Nephelindole-

rites vom Katzenbuckel im Odenwald ist nach Rosenbusch: SiO_2:42.3, Al_2O_3 und Fe_2O_3:28.0, CaO und MgO:13.65, K_2O:2.73, Na_2O:5.18, H_2O:3.59, und geringe Mengen der Oxyde des Kobalt's, Nickel's und Mangan's, sowie 0.65 Phosphorsäure.

Die wenigen bis jetzt bekannten Varietäten der Nephelindolerite stellen jede in ihrer Art Besonderheiten in der Ausbildung dar. Das typische Gestein ist ohne Zweifel das vom Katzenbuckel, an dem Rosenbusch mehrere Strukturvariationen hervorhebt, die zum Theil Uebergänge in anamesitischen und dichten basaltischen Nephelinit, zum Theil pseudoporphyrische Ausbildung zeigen. Ihre Constitution ist normal, nur Nosean, Apatit und Sanidin erscheinen accessorisch. Der Nephelindolerit von Meiches im Vogelsgebirge enthält einen triklinen Feldspath, der nach Knop barythaltiger Oligoklas ist, und ausser den gewöhnlichen Bestandtheilen Leucit, Apatit, wenig Titanit und endlich Sodalith. Der Nephelindolerit von Löbau in der Oberlausitz enthält keinen Nosean, ein Theil der schwarzen Körner und Oktaëder scheint hier Picotit zu sein. Zwischen den gleichmässig körnig ausgebildeten grossen Nephelinen und Augiten erscheint eine graugrüne, amorphe Masse, die gerade so verwittert wie die Zwischenmasse mancher Plagioklasanamesite und die bei starker Vergrösserung als ein Aggregat von Nephelin und Augitmikrolithen, in Glasbasis mit ausgezeichneter Fluidalstruktur eingebettet, sich auflöst. Auch der Nephelindolerit von Oberbergen im Kaiserstuhl, ein körniges Gemenge von Nephelin, Augit, Nosean, Magnetit, Plagioklas, Sanidin, Melanit und Apatit umschliesst Reste von Glasbasis. Ausser den genannten Orten kommt Nephelindolerit noch zu Wickenstein in Schlesien, Schreckenstein und Tichlowitz in Böhmen, am Hohenhöwen im Hegau, an der Pflasterkaute bei Marksuhl (Thüringen) vor. Auf Canaria bei Siete Fuentes erscheint er als Lavastrom, ein Gemenge grauweissen, hier und da bräunlichen Nephelines mit Augit, Magnetit, Apatit und wenig Plagioklas, und lose Blöcke eines ähnlichen Gesteines finden sich beim Krater Pico viejo am Teydegebirge auf Tene-

riffe, wo dasselbe Gestein auch anamesitisch zu werden scheint. Das Gestein vom ravin des Egravats am Mont Dore, das einzige nephelinführende der Auvergne, muss seines Sanidin- und Hornblendegehaltes wegen eher zu den Trachyten gerechnet werden.

Nephelinanamesite sind bisheran nur als untergeordnete Uebergänge nachgewiesen worden, einerseits zu den Doleriten, andererseits zu den Basaltiten dieser Klasse schwankend, solche kommen auch am Katzenbuckel im Odenwald vor, sowie unter den losen Blöcken am Pico viejo auf Teneriffe, von hellröthlich-grauer Farbe mit bräunlichen Punkten, die an Melilith erinnern.

Nephelinbasaltit. Dem äusseren Ansehen nach sind diese Gesteine nicht von den Feldspathbasaltiten zu unterscheiden, mit denen sie daher früher auch grösstentheils vereinigt waren. Sie sind aus Nephelin, Augit, Magnetit und Olivin zusammengesetzt und zwar die typischsten nur aus diesen vier Gemengtheilen; in andern Vorkommen mengt sich auch etwas Plagioklas und Leucit dazu, selten gleichzeitig, der letztere aber häufiger und oft so reichlich, dass vollkommene Mittelgesteine zwischen Nephelin- und Leucitbasalten dadurch entstehen. Bei der durchaus mikrokrystallinischen Ausbildung werden die Gemengtheile erst unter dem Mikroskope erschlossen. Es kommen dazu dann noch hin und wieder kleine Blättchen von dunklem Glimmer, helle Prismen von Apatit, vereinzelte Noseane und besonders in lavischen Nephelinbasaltiten auch Melilith. In manchen dieser Gesteine erscheint der Nephelin nicht selbstständig krystallisirt, sondern als eine unregelmässig begrenzte, zwischen den andern Gemengtheilen eingezwängte Masse, die aber deutlich polarisirt, oft mehrere Individuen erkennen lässt und daher nicht mit glasiger Basis zu verwechseln ist. Die eigentliche Glasbasis tritt in diesen Gesteinen ganz zurück, nur geringe Spuren finden sich zwischen den krystallinischen Ausscheidungen, welche vorherrschend die Mikrostruktur bedingen. Die Umwandlungserscheinungen an den Olivinen (S. 68) sind in manchen dieser Gesteine vortrefflich zu beobachten und in ihren verschiedenen Stadien zu verfolgen.

Als Ausdruck der chemischen Zusammensetzung lässt sich eine Analyse des Nephelinbasaltites vom Herchenberge, der ziemlich typisch ist, nach Rammelsberg anführen: SiO_2 : 41.24, Al_2O_3 : 15.28, Fe_2O_3 : 4.64, FeO : 9.09, MgO : 8.69, CaO : 12.97, Na_2O : 3.66, K_2O : 3.64, Glühv. : 0.92, PO_5 : Spur. Bei den älteren Gesteinen steigt der Wassergehalt bis auf 3 %.

Blasige und mandelsteinartige Strukturvarietäten der Nephelinbasaltite sind häufig und kommen besonders unter den hierher gehörigen Laven vor, so namentlich an den sog. Mühlsteinlaven der Umgebungen des Laacher See's und der Eifel. In den Blasenräumen erkennt man dann namentlich deutlich die sechsseitigen Nephelinkrystalle, auch kommen darin schöne Krystalle von Zirkon, Hauyn und Saphyr vor. Besonders reich an Hauyn ist der Lavastrom von Niedermendig, dessen Gestein daher wohl auch zu den Hauynbasalten gerechnet werden kann. Durch Hervortreten einzelner grösserer Einsprenglinge in der Basaltitgrundmasse werden diese Gesteine auch porphyrisch.

An Verbreitung stehen die Nephelinbasalte den analogen Plagioklasgesteinen bei weitem nach, sind jedoch häufiger als die folgenden Leucitbasalte. Ausgezeichnete typische Vorkommen sind die mit Leucitbasaltiten zusammen erscheinenden Nephelinbasaltite des Erzgebirges: zu Spechthausen bei Tharand, Wohlbach bei Adorf, Scheibenberger Kuppe zwischen Schwarzenberg und Annaberg, Cottaer Spitzberg bei Berggieshübel u. a. Dazu kommen die Gesteine von Kaltennordheim in der Rhön, Kosakow in Böhmen, Auerbach in Hessen, Kohlbach bei Bayreuth, Sassberg bei Dettingen u. a. O. in der schwäbischen Alp, manche Punkte der Oberlausitz, z. B. Schlauroth bei Görlitz und endlich die lavischen Nephelinbasaltite der Eifel, so am Herchenberg, der Hammelbacher Ley, Scharteberg bei Kirchweiler, am Mosenberg bei Manderscheidt u. A.

c. Leucitbasalte.

Leucitdolerite (Leucitophyre). Eigentlich grobkörnige Gesteine dieser Masse sind ausserordentlich selten; wenngleich vereinzelte, echt doleritische Vorkommen bekannt sind (siehe unten), so erlangen sie doch nicht eine solche Bedeutung wie die analogen Plagioklasgesteine. Nur die doleritischen Laven des Vesuv's hat man wohl hierzu gerechnet, die aber als Sanidin-Leucitgesteine nicht eigentlich zu den Basalten mehr gehören. Wohl aber kommen pseudoporphyrisch ausgebildete Leucitbasalte vor, die man früher als Leucitophyre bezeichnete. Diese mögen hier Stelle finden; in der That gehen manche derselben in doleritische Struktur über. Es sind krystallinische, meist körnige bis feinkörnige, im Ganzen grau gefärbte Aggregate von Leucit, Augit, Magnetit, zu denen sich fast regelmässig Nephelin und Olivin, oft auch Nosean und Glimmer hinzufinden, die eine Grundmasse bilden, in der durch ihre Grösse (Erbsen- bis Nussgrösse) Leucitkrystalle und manchmal auch Augitkrystalle, sowie weisse glänzende Nephelinsäulchen als Einsprenglinge hervorragen. In diesen Leuciten erscheint die Mikrostruktur, wie dieselbe S. 76 näher beschrieben ist, besonders deutlich, als Einschlüsse sind besonders Schlackenkörner, Augitkryställchen häufig, so z. B. zu Rieden bei Laach und Civita a. d. Tiber. Nosean ist besonders in einigen Gesteinen der Eifel (Rieden, Schorenberg) so reichlich, dass er fast den Charakter eines wesentlichen Gemengtheiles annimmt. Diese Varietäten, in denen also neben Leucit Nosean in schwarzgrauen, durch die Verwitterung oft heller gefärbten Dodekaëdern als Einsprengling erscheint, in denen ausserdem Augit in kleinen Krystallen und Körnern, Sanidin oft in recht grossen (2—3 Cm.) Krystallen, Tafeln von Biotit und weingelbe Körner von Titanit erscheinen, wurden Nosean-Leucitophyre genannt. Nephelinhaltig sind übrigens fast alle diese Leucitgesteine und stehen so durch unmittelbare Uebergänge mit der Klasse der Nephelinbasalte in Verbindung.

Die Zusammensetzung des Schorenberger Nosean-

leucitophyr's ist nach vom Rath: SiO_2 : 49.18, Al_2O_3 : 20.65, FeO : 5.97, CaO : 2.43, MgO : 0.29, K_2O : 6.88, Na_2O : 9.72, H_2O : 1.60, SO_3 : 1.60, Cl : 0.28.

Die Leucitophyre finden sich als lose Blöcke in den Tuffen des Burgberges bei Rieden, am Selberge, auf der Höhe von Weibern und anstehend am Schorenberge, alle im Gebiete des Laacher See's. In den vulkanischen Gegenden Italiens sind vorzüglich die Laven des Albaner Gebirges, sowie die vom Capo di Bove hierhin zu rechnen. Ausserdem findet sich ein solches Gestein am Eichberg bei Rottweil im Kaiserstuhl, wo es in der That doleritische Struktur besitzt, an triklinem Feldspath verhältnissmässig reich ist und ausserdem Sanidin und Melanit enthält. Die sog. Dolerite von Tichlowitz und von Gross Priesen bei Aussig in Böhmen sind gleichfalls vorzügliche Leucitgesteine, in denen aber der Leucit und Nephelin schon in einem vorgeschrittenen Stadium der Umwandlung sich befinden. Auch im Erzgebirge erscheint das Vorkommen von Leucitophyren durch die 2—8 Cm. grossen Pseudomorphosen nach Leucitkrystallen angedeutet, die von Böhm. Wiesenthal bekannt sind.

Leucitbasaltite. Auch die Leucitbasaltite sind äusserlich meist von den analogen Plagioklasbasalten nicht zu unterscheiden, daher giebt es unter den Basalten überhaupt auch weit mehr leucitführende, als man bisheran vermuthet hatte. Unter dem Mikroskope erscheinen sie als fast gleichmässige, körnig ausgebildete Aggregate, vorzüglich aus Leucit, Augit, Magnetit und Olivin, stets mit Nephelin in variabeler, oft den Leucitgehalt fast erreichenden Menge. Die Glasbasis ist fast ganz zurückgetreten und kann nur in kaum sichtbaren Mengen zwischen den ausgeschiedenen Bestandtheilen liegen, so dass die Leucitbasaltite im Allgemeinen eine vollkommenere krystallinische Ausbildung zeigen als die Plagioklasbasaltite. Die Leucitbasaltite sind gewöhnlich vollkommen feldspathfrei, wie auch die typischen Nephelinbasaltite, gerade den leucitreichsten fehlt der Feldspath ganz. Die mikroskopische Beschaffenheit der Leucite, die sich meist sehr scharf durch ihre farblose Substanz und charak-

teristischen achtseitigen Contouren im Gemenge eines Dünnschliffes hervorheben, ist S. 76 eingehend besprochen. Glimmer tritt gleichfalls hin und wieder in diesen Gesteinen auf.

Einer der typischsten Leucitbasaltite ist der von Schakau in der Rhön. Er enthält vorherrschend Leucit und Augit, Nephelin in länglich rechteckigen, bleichbläulich polarisirenden Durchschnitten mit eingewachsenen zarten Nädelchen von Augit, verhältnissmässig grosse Olivinkörner, reichlich Magnetit und wenige Blättchen von Biotit, aber keinen Feldspath. Aehnlich ist das Gestein von Paskopola im böhmischen Mittelgebirge, dessen Zusammensetzung nach Bořicky wohl als normal angeführt werden kann: SiO_2 : 43.72, Al_2O_3 : 27.34, Fe_2O_3 : 11.66, MgO : 1.70, CaO : 7,49, Na_2O, K_2O und H_2O : 7.37. Als Mittel aus 10 Analysen von Leucitbasalten des Laacher See's nach Bischoff ergiebt sich: SiO_2 : 44.83, Al_2O_3 : 12.21, Fe_2O_3 : 23.61, MgO : 2.45, CaO : 8.98, Na_2O : 2.34, K_2O : 3.08, H_2O : 0.72.

Die Verbreitung der Leucitbasaltite ist eine geringere, wie die der Nephelingesteine. Ausser den schon genannten Orten bilden solche die Basaltkuppe von Stolpen in Sachsen, die Geisinger Kuppe bei Altenberg im Erzgebirge, den Pöhlberg bei Annaberg, die Felsen der Milleschauer in Böhmen, die Stoffelskuppe im Thüringer Wald, einzelne Kuppen in der Umgebung von Görlitz in der Ober-Lausitz, der Spitzberg bei Deutsch-Paulsdorf u. a. Besonders aber ist die grösste Mehrzahl der basaltischen Laven der Umgebungen des Laacher See's zu den Leucitbasalten zu rechnen, meist recht leucitreich und nur in spärlichen Mengen Plagioklas führend, während der Sanidin, der in den Leucitophyren vom Selberg und Schorenberg vorkommt, hier ganz zu fehlen scheint. Wohl aber sind einige durch einen grösseren Gehalt an Melilith ausgezeichnet. Glasmasse ist auch in diesen Laven fast nicht zu beobachten. Hierhin gehören die Lava von Wehr, vom Veitskopf, Forstberg, Bausenberg, Fornicher Kopf bei Brohl, Uedersdorf in der Eifel, Rodderberg bei Rolandseck. Mit den Laven des Laacher See's sind die des Kammerbühl's bei Eger nahe übereinstimmend. Die

mächtigen Lavenergüsse der centralfranzösischen Vulkane der Auvergne sowohl wie der Umgegend von Le Puy und des Departement's Ardèche scheinen bemerkenswerther Weise ganz frei von Leucit zu sein und gehören, soweit sie basaltisch sind, alle zu den Plagioklasbasalten.

Streng genommen nicht zu den Basalten gehörig, aber durch das Vorkommen des herrschenden Leucites und der andern Gemengtheile der Leucitbasalte doch zu diesen in naher Beziehung stehend, mögen hier die Leucitsanidingesteine Erwähnung finden, zu denen vorzüglich die vesuvischen Laven gehören. Dieselben enthalten theils makroskopisch, theils blos mikroskopisch: Leucit, Sanidin, Plagioklas, Augit, Nephelin, Olivin, Biotit, Hornblende, Sodalith, Melanit, Apatit, Hauyn, Granat. Hieraus ergiebt sich schon, dass dieselben viel complicirter zusammengesetzt sind, als man bisheran annahm: 7—8 Mineralien bilden die meisten, 4—5 kommen nur bei einzelnen dieser Laven vor. Die Leucite erscheinen in allen recht charakteristisch, einzelne Laven sind daran so reich, dass die Leucitindividuen nur durch dünne Scheidewände getrennt liegen. Vorherrschend sind in ihnen die Einschlüsse von brauner oder grünlicher Glasmasse, regelmässig interponirt und oft recht zierlich und seltsam gruppirt. Sanidin ist neben Leucit gleichfalls oft sehr reichlich, manchmal tritt er auch mehr zurück. Er bildet farblose Rhomben mit abgestumpften spitzen Ecken im Querschnitte und scheint auch mikrolithisch vorhanden. Plagioklase sind im Allgemeinen selten. Beide Feldspathe umgeben wohl mit ihren Leisten in tangentialer Stellung die Leucite. Leucit findet sich als Einschluss im Augit und umgekehrt auch Augit im Leucit, so dass eine strenge Folge in der Ausscheidung der Gemengtheile jedenfalls nicht stattgefunden hat. Ausser den krystallinischen Bestandtheilen kommt in den meisten Vesuvlaven bald mehr, bald weniger amorphe Glasbasis vor, am meisten herrschend wird sie in den oberflächlichsten Theilen eines Lavastromes.

Die chemische Zusammensetzung der Vesuvlaven erscheint von der complicirten mineralischen Beschaffenheit unabhängig als eine sehr gleichartige, so dass dieselbe sich sehr richtig durch ein Mittel ausdrücken lässt, welches Fuchs aus 32 Analysen

berechnete: SiO_2 : 48.29, Al_2O_3 : 19.55, Fe_2O_3 : 10.94, CaO : 9.38, MgO : 4.13, K_2O : 5.26, Na_2O : 3.29.

Andere durch ihren Leucit- und Sanidingehalt hierhin gehörige Laven sind die aus der Umgebung des Bolsener See's und von Viterbo.

d. Hauynbasalte.

Diese sind meist feinkörnige bis dichte Gesteine von licht- oder dunkelgrauer Farbe, oft durchaus Plagioklasbasalten ähnlich, deren vorwaltende Gemengtheile Leucit, Nephelin, Hauyn, Augit, Magnetit und accessorisch Apatit und Olivin sind. Sind sie porphyrisch ausgebildet, so erscheint der Augit und Hauyn vorzüglich als Einsprenglinge, wie in den typischen Gesteinen von Melfi und vom Laacher See, die auch den Namen Hauynophyre erhalten haben. Der Hauyn in dem Gesteine von Melfi zeigt alle Verhältnisse, die seine Mikrostruktur so charakteristisch machen (S. 73), er ist meist schön blau gefärbt, aber oft wechseln in einem Individuum intensivblaue, farblose oder sehr blasse Stellen. Zierlich ist die Struktur mancher Hauyne in andern Basalten, z. B. von Neudorf bei Annaberg, die von einer regelmässigen sechsseitigen, hellen Hülle umgeben sind und im Innern ausser der gewöhnlichen Streifung einen wohl durch dichtere Anhäufung des mikroskopischen Staubes in bestimmten Richtungen gebildeten, sechsstrahligen, scharfmarkirten Axenstern bilden. Die Hauyne haben wie die Noseane die Eigenthümlichheit, nicht in allzukleinen mikroskopischen Dimensionen zu erscheinen. Im Gesteine von Melfi kommen auch die rothen Hauyne vor, die durch eingelagerte Lamellen von Eisenoxyd gefärbt sind, manchmal im Innern roth und aussen blau.

Echte Glasmasse scheinen die Hauynophyre nur wenig zu enthalten, wenngleich sie in den eigentlichen Hauyn-Basaltiten durchaus nicht fehlt und hier als reines Glas, oder auch belonitisch und trichitisch entglaste, amorphe Masse erscheint. Feldspath fehlt ihnen gleichfalls, sowohl Plagioklas als Sanidin.

Die Zusammensetzung des Hauynophyr's von Melfi

ist nach Rammelsburg: SiO_2 : 42.46, Al_2O_3 : 18.94, FeO : 6.31, Fe_2O_3 : 3.35, MgO : 3.64, CaO : 8.70, K_2O : 4.58 Na_2O : 7.12, SO_3 : 2.44, Cl : 0.52, H_2O : 2.31.

Die Verbreitung der Hauynbasalte ist eine geringe; am charakteristischsten sind die Gesteine vom Monte Vultur und dem Hügel le Braidi bei Melfi, ihnen reihen sich zunächst die hauynreichen Laven vom Laacher See an, die von Bürresheim und St. Johann u. A. Die unter dem Namen: Hauyntephrit durch v. Fritsch und Reiss von den Canaren beschriebenen, hauynreichen Laven, in denen der Hauyn bald in grösseren eingesprengten verzogenen, wie hexagonale Prismen erscheinenden Dodekaëdern oder auch nur als mikroskopische Punkte auftritt, scheinen dort ziemlich verbreitet zu sein und kommen auch auf Palma, auf Canaria an der Punta del Sombrero, sowie auf der capverdischen Insel São Antão vor. In diesen Hauynbasalten pflegt sich mit dem Zurücktreten des Hauynes der Olivin reichlicher einzustellen und daher wird der basaltische Charakter dieser Gesteine noch deutlicher. An mikroskopischem Hauyn reiche Basalte kommen noch an vielen andern Punkten vor, z. B. Uffeln bei Cassel, Brambach bei Eger, Neudorf bei Annaberg in Sachsen, Mönchberg bei Cassel, Desenberg und Rösebeck bei Warburg, Falkenhecke im Habichtswald u. A.

Mit dem Namen: Isenit belegt Bertels ein Gestein, welches nach ihm dem Gesteine von der Punta del Sombrero am nächsten stehen dürfte. Es ist ein Plagioklashornblendegestein mit reichlichem Nosean und Nephelin, so dass also der Nosean hier an Stelle des Hauyn's im obigen Gesteinsgemenge erscheint. Ausserdem enthält es Magnetit, Titaneisen, Fayalit, (Eisenoxydulsilicat) und mikroskopischen Apatit, Glimmer, Eisenglanz, Augit. Es kommt im Gebiete des Eisbaches (Isena) zu Wanscheid, Maxsayn und Wölferlingen im Westerwalde vor.

e. Glimmerbasalte.

Wenn auch der Glimmer in den basaltischen Gesteinen nie die Rolle spielt, wie einer der wesentlichen Gemengtheile: Plagioklas, Nephelin, Leucit, da er nie ver-

tretend für einen derselben, sondern stets mit ihnen zusammen vorkommt und also in den verschiedenen Klassen der Basalte auftreten kann, die wir bereits unterschieden haben, so wird er doch in einigen Gesteinen so reichlich, dass man dieselben füglich als Glimmerbasalte in eine eigene Klasse zusammenfassen kann. Im Allgemeinen sind also für diese Glimmerbasalte die Gemengtheile der einen oder andern der vorhergehenden Abtheilungen maassgebend und mit diesen erscheint dann der Glimmer in Association. Er ist oft in grossen Blättern, oft klein, aber noch makroskopisch sichtbar vorhanden, sinkt dann aber zu mikroskopischer Kleinheit hinab und scheint so in manchen Basalten fast so reichlich und regelmässig vertheilt vorzukommen, wie sonst der Magnetit. Seine Farbe ist rostbraun oder dunkelbraun, oft schwarz, klärt sich dann aber bei der Behandlung mit Salzsäure, so dass die dunkle Färbung wohl auf beigemengtem Magnetit beruhen mag. Solche glimmerreichen Basalte sind von vielen Punkten Sachsens, sowie auch besonders der rauhen Alb nachgewiesen, deren basaltische Gesteine alle Nephelinbasalte, oft mit sehr vielem Glimmer sind. Ein ausgezeichneter Glimmerbasalt ist auch das Gestein von dem höchsten Basaltkegel der Oberlausitz: der Landskrone bei Görlitz, worin ausser reichlicher Glasbasis, die mit vielfach gestalteten Krystalliten und Trichiten erfüllt ist, sehr reichlich Glimmer, aber nur wenig Nephelin und kein Plagioklas gefunden wird, so dass dieses Gestein wohl als ein typischer Glimmerbasalt gelten kann.

Der von Sandberger beschriebene Buchonit vom Calvarienberge bei Poppenhausen in der Rhön (Buchonia) und bei Weiler und Sinsheim in Baden ist gleichfalls ein Glimmerbasalt: in dunkeler, kleinkörniger Masse treten bis zu 8 mm. grosse tombakbraune Blättchen eines mit Biotit nicht übereinstimmenden Glimmers hervor. Die Grundmasse wird aus zum Theil schon zu Natrolith umgewandeltem Nephelin, aus lebhaft glänzender schwarzer Hornblende, Magnetit, Plagioklas und Sanidin, Augit und Apatit gebildet; in dem Gestein von Sinsheim ist Olivin in bräunlichen Körnern nicht selten. Durch das Auftreten des eigenthümlichen Glimmers und der Hornblende ist dieses

Gestein charakterisirt und unterscheidet sich dadurch von eigentlichen Nephelinbasalten.

Lagerungsformen der Basalte.

In Beziehung auf die Art des Vorkommens und ihre tektonischen Verhältnisse lässt sich unter den einzelnen Abtheilungen der grossen und sehr verbreiteten Basaltfamilie kein wesentlicher Unterschied erkennen. Es mag hier hervorgehoben werden, dass die in petrographischer Beziehung gleichartigen Basalte sich auch geographisch zusammenschaaren, so dass fast alle Basalte eines Gebietes auch einer gleichen Art angehören. So sind z. B. alle Basalte der Auvergne: Plagioklasbasalte, alle Basalte der schwäbischen Alb: Nephelinbasalte, des Laacherseegebietes: Leucitbasalte, fast alle des Erzgebirges: Leucitnephelinbasalte.

Sie erscheinen stets massig, ungeschichtet, besonders in der Form von Decken, Lagern, Strömen oder auch Gängen über und zwischen andern Gesteinen nicht selten in grossen Massen ausgebreitet. Ausser schon früher (S. 139) erwähnten Vorkommen treten z. B. im böhmischen Mittelgebirge zwischen Aussig und Salesl mächtige Basaltdecken mit Tuffen wechselgelagert auf; auch das ungefähr 40 Q.-Meilen umfassende Vogelsgebirge und der Westerwald führen die Basalte vorzugsweise in Deckenform. Namentlich sind die Insel Island und die Foroerinseln durch den lagerförmigen Aufbau bemerkenswerth; an den vom Meer blosgespülten Küstenfelswänden sieht man oft hunderte von Lagern übereinanderliegen. Die Basaltströme des Mosenberges in der Eifel, die ausgezeichneten und zahlreichen Ströme der basaltischen Laven der Auvergne, die oft in grosser Mächtigkeit mehrere Meilen weit in den Thälern abwärts steigen, die basaltischen Ströme von Catalonien verknüpfen die Basalte auch in ihrer Erscheinungsweise überall auf das unmittelbarste mit den noch thätigen Vulkanen. Auch die Kuppen der Basalte sind charakteristisch, an vielen derselben ist der Zusammenhang mit einer gangförmig in die Tiefe niedergehenden Fortsetzung erwiesen: so an der Basaltkuppe von Stolpen, wo man den Stiel bis zu 278 Fuss ab-

wärts verfolgt hat. Wo die Basalte gangförmig erscheinen, zeigen sie oft eine verschiedenartige Structur, nach der Mitte sind sie doleritisch, nach den Saalbändern zu dicht und glasreich ausgebildet. Basaltgänge ragen oft mauerähnlich über das umgebende Gestein hervor, so erhebt sich bei Arrag in Irland ein solcher zu einer 40 Fuss hohen Scheidewand. Basaltische Gänge finden sich in den Gesteinen aller Formationen, wenngleich darin durchaus kein direkter Beweis für das jüngere Alter derselben liegt; es giebt gewiss Basalte, die älter sind als die Tertiärbildungen, wenn man diese Zeit auch wohl mit Recht als die der vorzüglichsten Entwicklung basaltischer Durchbrüche ansehen darf. Auch durch ihre Absonderungsformen sind die Basalte ausgezeichnet, die Verhältnisse der prismatischen Absonderung, wie sie früher S. 134 erörtert wurden, sind bei keinem anderen Gesteine so vollkommen. Auch darin stehen die Laven den anderen Gesteinen der Basaltgruppe durchaus nicht nach: die Lava des Puy de Côme in der Auvergne, die Aetnalava della Scala dort, wo sie in's Meer stürzte, sind so vortrefflich säulenförmig gegliedert, wie es nur die prachtvollen, colossalen Colonaden des berühmten Riesendammes in Irland, wenn auch in grösserem Maassstabe zeigen. Plattenförmige, kugelförmige Absonderung ist gleichfalls häufig; auch hierfür kann auf die S. 134 erörterten Beispiele verwiesen werden.

2. Augitandesit.

Die Augitandesite nähern sich in ihren wesentlichen Gemengtheilen ganz dem Basalte: sie sind als ein Gemenge von Plagioklas, Augit und Magnetit anzusehen. Da der Plagioklas gleichfalls in vielen Fällen als ein saurer Oligoklas erkannt werden konnte, so ist in der That bei manchen Gesteinen die Entscheidung nicht leicht, ob sie als Augitandesite oder als Basalte anzusehen seien, wenn man nicht auf den fast constanten Mangel an Olivin und auf das Eintreten von Sanidin und Hornblende ein entscheidendes Gewicht legen will. Dazu kommt für gewisse Augitandesite ein nicht unbedeutender Quarzgehalt,

so dass man sie in quarzfreie und quarzhaltige trennen kann.

Die quarzfreien Augitandesite führen in einer dichten, meist glasreichen, feinkrystallinischen Grundmasse von dunkelgrauer, schwarzer oder brauner Farbe ausgeschieden Oligoklas, Augit und Magnetit, seltener einzelne Sanidine, stets untergeordnet neben Augit auch Hornblende und häufig kleine Blättchen und Kryställchen von Biotit. Nur in seltenen Fällen enthalten sie auch etwas Olivin.

Die Zusammensetzung eines quarzfreien javanischen Augitandesites vom Kegel des Widodarin ist nach einer von Rosenbusch mitgetheilten Analyse: SiO_2 : 58.35, Al_2O_3 : 15.17, FeO : 12.90, CaO : 5.68, MgO : 1.61, K_2O ; 3.12, Na_2O : 4.05. Sp. G = 2.54 — 2.74. (Eine andere Analyse eines Gesteines vom Grad Jakan ergab : SiO_2 : 61.20, K_2O : 2.90, Na_2O : 2.15.)

An der Grundmasse der Augitandesite nimmt glasige Basis fast immer bedeutenden Antheil, dieselbe erscheint rein und hell oder auch durch blaugrüne oder braune Körnchen entglast, auch wohl mit Trichiten und Beloniten erfüllt. Der Oligoklas immer in schmaler Leistenform, schliesst oft ebenfalls reichlich Glasmasse ein, die oft einen vollständigen Kern der Oligoklase bildet. Diese sind von ungleicher Grösse und zeigen stets die schönste Zwillingsstreifung. Sanidin überwiegt nie den Plagioklas, ist aber in einigen, z. B. javanischen Andesiten reichlich vorhanden. Der Augit mit scharfen Umrissen ist reich an Glaseinschlüssen. In einigen javanischen Andesiten kommt auch noch Nosean als Gemengtheil vor. Die Erscheinungen der Fluidalstruktur treten vielfach sehr schön in diesen Gesteinen hervor.

Alle Augitandesite lassen in der Art ihres Vorkommens ihre lavische Entstehung unzweifelhaft erkennen, sie erscheinen in Strömen und Decken vorzüglich in echt vulkanischen Gebieten, jedoch sind sie im Ganzen keineswegs sehr verbreitet. Einzelne der früher als quarzführend angesehenen Gesteine der Anden sind als quarzfrei, aber glasreich erkannt worden und führen vorherrschend Oligoklas (oder Andesin) nebst Sanidin und Augit, so das

Gestein vom Cotopaxi, vom Tunguragua, Cachofruto bei Marmato u. A. Einige der Auvergner Laven sind echte, Glasbasis enthaltende Augitandesite: so die Lava vom kleinen Puy de Dôme, vom Pariou, Louchadière. Auch unter den Laven des Teyde auf Teneriffe, sowie der Insel Canaria und endlich auf Java im Gebiete des Tengger Vulkanes sind Augitandesite nachgewiesen. Vereinzelt scheinen die Vorkommen im siebenbürgischen Erzgebirge am Judenberg bei Zalathna, und in Steiermark der vollkommen basaltähnliche Augitandesit von Videna bei Rohitsch. Vieles dagegen, was man früher hierzu rechnete, z. B. isländische Gesteine, das Gestein von der Löwenburg u. A., sind als Basalte anzusehen.

Ob es in der That echte quarzführende Augitandesite giebt, dürfte noch erst sicher festzustellen sein, insofern nur vereinzelt dergleichen Vorkommen beschrieben werden. Hierhin gehören dann vielleicht die Gesteine des Kaukasus mit halbglasiger Grundmasse, aber mit viel Sanidin, Plagioklas, viel Augit, Biotit, Magnetit, so z. B. vom Elbrus und Kasbeck. Die wirklich quarzführenden Laven der Anden reihen sich meist den Hornblendeandesiten an.

Ein Diallag-Andesit, vorzüglich aus Plagioklas und Diallag bestehend, kommt nach v. Drasche am Smrkouzgebirge in Steiermark vor und derselbe beschreibt ein Gestein von St. Egidi derselben Gegend als Hypersthen-Andesit. Dieses führt in einer halbglasigen Grundmasse ausgeschiedene Krystalle von Plagioklas, Sanidin und Hypersthen. Beide Gesteine dürfen sich dem Augitandesite anreihen.

3. Melaphyre.

Diese sind meist feinkörnige bis dichte, stets quarzfreie Gesteine, welche aus einem Gemenge von vorwaltendem Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit oder titanhaltigem Magnetit und einem grünen Delessit- oder Chlorophäit (wasserhaltiges Eisenoxydulsilicat) artigen Mineral bestehen. Sie unterscheiden sich also vorzüglich durch diese letzteren Bestandtheile von den als Plagioklasbasaltiten beschriebenen Gesteinen, mit denen sie wiederum eine glasige oder eigenthümlich und verschiedenartig entglaste

amorphe Basis gemeinsam haben. Gerade diese, in ihrer meist eigenthümlichen Ausbildung und Umwandlung ist für die Melaphyre recht charakteristisch. Die Farbe der Gesteine ist meist eine dunkle, schwarze (μελας), grün- oder braunschwarze, in mehr zersetzten Gesteinen auch braun, grau und grün. Sie haben einen unebenen und schwach muscheligen Bruch, meist eine geringere Härte wie die Basalte.

Als typisch für ihre chemische Zusammensetzung kann das durch Roth berechnete Mittel aus einer grösseren Zahl von Analysen gelten: SiO_2 : 56.80, Al_2O_3 : 17.81, FeO : 6.60, CaO : 7.01, MgO : 3.01, K_2O : 2.12, Na_2O : 2.59, H_2O : 1.92, CO_2, PO_5, TiO_2 : 1.0. Ein schwarzer dichter Melaphyr aus dem Blumenthal bei Grenitz in Ungarn hat nach H. Höfer die Zusammensetzung: SiO_2 : 52.75, Al_2O_3 : 10.80, Fe_2O_3 : 20.24, FeO : 3.84, MgO : 0.4, CaO : 2.36, K_2O : 1.54, Na_2O : 3.62, H_2O : 3.10, CO_2 : 1.99. Sp. G. = 2,6—7. Dass die Melaphyre stets in einem fortgeschrittenen Zustande der Zersetzung sich befinden, zeigt ihr stetes, durch die Gegenwart secundär gebildeter Carbonate bedingtes Aufbrausen in Säuren, ihr thoniger Geruch, sowie das erdige Gefüge verbunden mit grünlichen und ockergelben Farben.

Der wesentlichste unter den Gemengtheilen ist der Plagioklas, der entweder eine oligoklasähnliche oder auch andesinartige Zusammensetzung zu haben scheint. Seine meist lang leistenförmige Gestalt, sowie die lamellare Streifung, lassen ihn immer leicht und mit Sicherheit erkennen. Jedoch enthalten einige Melaphyre neben dem Plagioklas auch Orthoklas manchmal in solcher Menge, dass hierauf vielleicht eine Unterscheidung der Melaphyre in zwei Gruppen, die den Basalten und Augitandesiten parallel wären, sich gründen lassen dürfte. Orthoklasführend sind z. B. die Melaphyre von Südtyrol, vom Himmelsköpfchen bei Niederbrombach, von Birkenfeld a. d. Nahe, vom Schneidemüllerskopf bei Manebach in Thüringen u. a. O. Der Augit ist nicht gleichmässig in den Melaphyren verbreitet und erscheint meist in kleinen, unvollkommenen Gestalten, er ist häufig in Grünerde oder Chlorit umge-

wandelt, wie z. B. in dem Melaphyr des Val Sacina bei Predazzo, am Spiemont bei St. Wendel u. a. Olivin ist fast in allen Melaphyren ziemlich reichlich vorhanden, bald frisch, bald in den verschiedensten Stadien seiner Umwandlung. Magnetit fehlt nie, Apatit ist gleichfalls fast stets in langen Nadeln nachgewiesen. Die chloritische oder chlorophäitische Substanz rührt meist von zersetztem Olivin oder auch Augit her. Hin und wieder tritt als accessorischer Gemengtheil auch noch Biotit in kleinen Blättchen auf, z. B. in den Melaphyren des Rothliegenden in Böhmen. Wenn diallagähnliche Mineralien, Quarz oder Hornblende in melaphyrartigen Gesteinen vorkommen, so gehören diese entweder zu den Palatiniten, Dioriten oder Diabasen. Die für die Melaphyre charakteristische amorphe Basis ist in einzelnen Gesteinen reichlich vorhanden, in anderen nur spärlich, wie eine dünne Haut zwischen den krystallinischen Ausscheidungen. Sie ist entweder eine reine Glasmasse, wie z. B. in einem Melaphyr aus dem Fassathal, von weisser oder hellbrauner Farbe, wie im M. von Campitello, oder die Glasmasse ist ein Aggregat von lauter Körnchen, ist körnig entglast, wie im M. von Niederbrombach, Oberstein u. A. In anderen Fällen ist die Entglasung bewirkt durch zahlreiche eingelagerte Krystalliten, schwarze Nädelchen, braune Keulchen, büschelförmig oder radialstrahlig gruppirt, oder die Glasbasis scheint gefasert. Diese amorphe Masse zeigt successive Uebergänge in eine schmutzig grüne, immer noch amorph scheinende Zwischenmasse, die nicht mit der erwähnten chloritischen oder chlorophäitischen Substanz verwechselt werden darf, aber früher zum Theil ohne Zweifel dafür gehalten wurde.

Die Struktur der Melaphyre ist meist eine dichte, jedoch kommen auch pseudoporphyrische Ausbildungen vor, bei denen jedoch die ausgeschiedenen Gemengtheile in der Regel nur sehr klein sind. Noch in weit höherem Maasse, wie die Plagioklasbasalte, besitzen dagegen die Melaphyre eine Neigung zur Mandelsteinstruktur. Dieselbe tritt besonders bei solchen Melaphyren auf, die die erwähnten Anzeichen einer fortgeschrittenen Zersetzung

an sich tragen. Die Gesteine werden manchmal fast schwammig, nur dünne Scheidewände trennen die zahllosen Blasenräume (Oberstein und Kronweiler a. d. Nahe). Die Mandeln variiren von über Kopfgrösse bis zu Stecknadelkopfgrösse hinab. Die Wand des Blasenraumes überzieht gewöhnlich zunächst eine dünne Haut des eisenreichen Chlorites (Delessit); Kalkspath, nicht selten in grossen und flächenreichen Krystallen und verschiedene Quarzarten bilden meist die innere Ausfüllung. Oft wechseln mehrfach concentrische Schichten von Delessit und Kalkspath oder Lagen von Kalkspath mit Quarz oder verschiedenartige und verschieden gefärbte Quarzvarietäten und bedingen so den reichen Farbenwechsel der Achate. Ausserdem kommen vor: Braunspath, Baryt, seltener Zeolithe: Prehnit, Analcim, Chabasit, Harmotom, ged. Kupfer, Rothkupfer, Malachit, Eisenglanz, Nadeleisen, Pyrolusit. Eine kaolin- oder specksteinartige Substanz findet sich im M. vom Schlosse Böckelheim bei Kreuznach und zu Benešow in Böhmen. Am Lake superior in N. Amerika treten sehr bedeutende Mengen von ged. Kupfer und Silber in den Blasenräumen von Melaphyren auf, mit denen Kalkspath, Quarz, Datolith, Prehnit und Epidotkrystalle in den nicht ganz erfüllten Blasenräumen associirt sind. Asphalt ist auch in solchen Geoden gefunden worden, so im M. des Enzweiler Tunnels bei Oberstein und zu Benešow in Böhmen.

Mit den Melaphyren stehen ähnliche Thonwacken und Tuffe in Verbindung, wie sie die Basalte, zu begleiten pflegen. Die Melaphyre sind stets massige, ungeschichtete Gesteine, jedoch kommen sie nicht selten in deckenartigen Lagern, wie die Basalte vor, die mit anderen Gesteinen sogar in Wechsellagerung sich finden. Die einzelnen Lager erscheinen, wenn nicht eine andere Deutung, etwa Zwischendrängung möglich, durch solche Altersunterschiede getrennt, dass sich Thonschieferschichten über der unteren Lage bilden konnten, welche die obere Melaphyrdecke wieder überlagerte, wie z. B. in dem schönen Profile des Iserthales bei Ober-Sitowa. Plattenförmige Lager finden sich namentlich oft in gewaltiger Ausdeh-

nung und Mächtigkeit zwischen den Schichten der Steinkohlenformation und der Dyas. Die deckenartigen Melaphyrausbreitungen erscheinen in mächtige Platten und Bänke gesondert, so bei Tholey im Hundsrücken und im grossartigsten Maassstabe am Lake superior. Seltener findet sich die säulenförmige, sowie die durch Verwitterung hervortretende kugelförmige, concentrisch-schaalige Absonderung, z. B. bei Mehlis im Thüringer Wald. Die häufigste Lagerungsform ist die gang- und stockförmige, die in aufragenden Kuppen oder als langgestreckte Kämme und schmale Gebirgszüge an der Oberfläche sich ausprägt. Melaphyrgebiete sind in Deutschland vorzüglich: der Thüringer Wald, die Gegend von Zwickau und Potschappel in Sachsen, der südliche Fuss des Hundsrückens zwischen St. Wendel und Kreuznach, der Südrand des Riesengebirges in Böhmen, Gegend von Darmstadt an der Bergstrasse und ausserdem: das Fassathal in der Gegend von Predazzo im südlichen Tyrol, die Kohlendistrikte von Staffordshire, Leicestershire und Cumberland, die Gegend von Christiania in Norwegen, der obere See in N. Amerika. Melaphyre mit höchst seltsamen, lang cylinderförmig, wurzelartig verlaufenden und sich verzweigenden Mandeln, die mit einem heulanditartigen Zeolith erfüllt sind, beschreibt neuerdings E. Cohen von den Maluti-Bergen in den Orange und Vaal Freistaaten von Süd-Afrika.

Manche früher und noch jetzt als Melaphyr aufgeführten Gesteine mögen anderen Gesteinsklassen zugehören. Einige quarzführende werden am besten zu den Diabasen gestellt, denen auch ein grosser Theil der übrigen Melaphyre zugefügt werden kann. Als Grenze gegen diese dürfte das Vorkommen von Olivin, sowie das Vorhandensein deutlicher amorpher Basis Gültigkeit haben, die den Diabasen gänzlich fehlt. Diallag führende Melaphyre werden am besten den Palatiniten angereiht. Der sog. Amygdalophyr vom Hutberge bei Weissig gehört nach seinem Hornblendegehalt zu den Dioriten.

Palatinit (Diallagmelaphyr). Diese, früher für Melaphyr und zum Theil für Gabbro's angesehenen Gesteine bestehen aus Plagioklas, Diallag, Magnet- und Titaneisen

und Apatit. Ihre Farbe ist braungrau bis schwarz, die Struktur körnig bis dicht, pseudoporphyrisch und amygdaloid.

Der Palatinit von Norheim hat nach Laspeyres die folgende Zusammensetzung: SiO_2: 49.97, Al_2O_3: 17.01, FeO: 5.94, Fe_2O_3: 0.86, CaO: 6.39, MgO: 7.74, Na_2O: 5.14, H_2O: 5.08, dazu geringe Mengen von CO_2 PO_5 TiO_2 Cl, S, Cu, Fe, Cs, Rb, Li, Ba, Sr.

Was die Palatinite zu den Melaphyren in die nächste Beziehung bringt und ihre Stellung unter diesen im Systeme rechtfertigt, ist vorzüglich das Vorhandensein einer amorphen Glasbasis, die zum Theil in dem Gestein von Norheim ziemlich reichlich vorhanden und in dem Gestein von Kirn deutlich körnig entglast ist. Die triklinen Feldspathe sind recht durchsichtig, schaalig aufgebaut und enthalten Glaseinschlüsse; der Diallag erscheint als ein lappiges, in einander gefugtes Gemenge eines helleren und dunkleren Gemengtheiles, wodurch eine Art Faserung bewirkt wird. In dem Gestein des Remigiusberges bei Cusel erscheint auch Quarz, mitunter zeigt sich auch Glimmer und Eisenglanz. Sollte das diallagartige Mineral dennoch nur umgewandelter Augit sein, wofür es Zirkel zu halten geneigt scheint, so würde damit das Gestein zu den Melaphyren zurückversetzt werden, jedenfalls scheint es von den Gabbro's zu trennen. Es ist bis jetzt nur an einer Reihe von Punkten des Saar-Nahe-Gebietes aufgefunden worden. Ein diallaghaltiger Melaphyr, der auch olivinhaltig ist, kommt nach Tschermak am Peterklin in den kleinen Karpathen vor.

b. Gesteine mit einer mikroaphanitischen, mehr oder weniger individualisirten Grundmasse im Gegensatze zu grösseren krystallinischen Ausscheidungen in derselben: Typus der echten Porphyre.

α. Grundmasse für sich erscheinend.

1. Felsit (Eurit, Petrosilex, Hälleflinta).

Ueber die wirkliche Natur und Beschaffenheit dieser dichten,

homogen aussehenden Gesteine, die man nach den chemischen Untersuchungen derselben schon früher als ein inniges Gemenge von feldspathiger Substanz und Kieselsäure erkannt hatte, ist auch nach Einführung der mikroskopischen Beobachtung von Dünnschliffen, wodurch es allerdings gelang, in manchen Fällen ein Auflösen der mikroskopischen Bestandtheile herbeizuführen, noch mehrfach Controverse entstanden. Es kam vorzüglich daher, dass die mikroskopische Untersuchung verschiedener Felsite, entweder selbstständig, oder als Grundmasse der echten Porphyre vorkommend, durchaus von einander abweichende Resultate lieferte, deren Vergleichung und Combination vorzüglich durch die auf reichem Beobachtungsmaterial gestützten Untersuchungen Zirkel's und Kalkowsky's endlich zu einer richtigen Gesammtanschauung über die Beschaffenheit der Felsite führte.

Der Felsit (Eurit und Petrosilex der Franzosen, Elvanit der Engländer, Hälleflinta Skandinaviens) erscheint makroskopisch als ein durch meist bedeutende Härte ausgezeichnetes compaktes Gestein von vollkommen dichtem, homogenem Aussehen, etwas wachsglänzend oder matt, muschelig brechend, vor dem Löthrohr in dünnen Splittern mehr oder weniger leicht schmelzbar; in seiner Zusammensetzung nie als reine Quarz- und nie als reine Feldspathsubstanz erscheinend, sondern immer ein allerdings ziemlich constant gebildetes Gemenge beider, wobei jedoch die Feldspathsubstanz wechselnder Art sein kann. Die Farben der Felsitmassen sind sehr verschieden und gehen fast die ganze Farbenreihe durch, oft vielfarbig, gestreift, gefleckt und geflammt. Eine Hinneigung zu schiefriger Struktur tritt in den sog. Felsitschiefern auf, die z. B. am Harze recht ausgesprochen vorkommen.

Die chemische Zusammensetzung der Felsite schwankt natürlich in gewissen Grenzen, in denen das variabele Verhältniss von Quarz und Feldspath die Aciditätsstufe ändern kann (im Allgemeinen 71—81 % SiO_2). Als Mittel aus 10 Analysen reiner, von porphyrischen Ausscheidungen fast freier Felsite ergiebt sich: SiO_2 : 77.58, Al_2O_3 : 9.96, Fe_2O_3 : 3.07, CaO : 1.22, MgO : 0.31, Na_2O : 3.42, K_2O : 2.87, H_2O : 0.77.

Nach den unter dem Mikroskope, besonders im pola-

risirten Lichte hervortretenden Verschiedenheiten der Mikrostruktur lassen sich mehrere Varietäten von Felsitmasse unterscheiden, die sich jedoch gegenseitig nicht ausschliessen, sondern oft alle in einem und demselben Gesteine gleichzeitig vorkommen können. Am seltensten erscheinen die Felsite, in denen noch echtes Glas in grösserer Menge vorhanden ist, wie es z. B. im schwarzen sog. Hornsteinporphyr von der Neudörfler Höhe bei Zwickau vorkommt, dessen Basis ein fast farbloses, mit Körnchen und Trichiten stellenweise erfülltes Glas ist. Häufiger ist eigentlich mikroaphanitische Basis (S. 106), die sich zwar als solche amorph verhält, aber doch vollständig entglast ist und gewöhnlich nur aus unbestimmten, halbverflossenen Körnchen oder unentwickelten Fäserchen besteht, die hin und wieder eine rohe Anlage zu radialer Gruppirung zeigen. Zwischen gekreuzten Nicols wird diese Masse dunkel oder sendet nur schwaches, unbestimmtes Licht aus. Ein reiner mikroaphanitischer Felsit ist z. B. das Gestein von Kl. Bothen aus dem Bruch an der Chaussee nach Grimma, worin auch eine schöne Fluidalstruktur zum Ausdruck kommt. Eine dritte Art der felsitischen Grundmasse besteht, wenn man sie im polarisirten Lichte betrachtet, fast aus lauter radialfaserigen Sphärolithen, sie bildet gewissermassen die Mikrostruktur der auch makroskopisch ausgebildeten S p h ä r o l i t h f e l s i t e. Am Burgstall bei Wechselburg tritt in schönen dünnen Säulen gegliedert ein hartes, rabenschwarzes Gestein auf, welches aus lauter Sphärolithen und einer spärlichen körnigen Masse zwischen diesen besteht. Grösser erscheint die Anzahl derjenigen Felsite, die im polarisirten Lichte eine gewisse Individualisirung erkennen lassen, indem sie als ein körniges Aggregat sich auflösen, dessen Körnchen selbst wieder anscheinend körnig oder faserig struirt sind. Das Ansehen ist im Mikroskope eher ein unbestimmt fleckiges, nur bei gekreuzten Nicols tritt eine Individualisirung nach gewissen, gleichartig erscheinenden Körnchen hervor, ohne jedoch, dass dieselben eine mineralische Bestimmung zuliessen. Endlich kann nun aber auch der Felsit wirklich mikrokörnig ausgebildet

sein, d. h. man erkennt schon im gewöhnlichen Lichte, wie Körnchen an Körnchen gedrängt liegt und wie dieselben verschiedenartig sich im polarisirten Lichte verhalten. Wenn auch nicht immer deutlich, so ist doch in manchen Fällen eine Unterscheidung von Quarz- und Feldspathindividuen wirklich möglich und es liegen dann also feinkörnige, auch durchaus mikrokrystallinische Felsite vor. So verhalten sich z. B. der weisse Felsitfels von Hilbersdorf bei Chemnitz und der graue Felsit vom wilden Bruch auf dem Rochlitzerberge u. a. Zwischen diesen und den noch reichlich echte Glasmasse führenden giebt es alle möglichen Uebergänge, so dass eine scharfe Trennung der einzelnen Arten nicht wohl möglich ist. Alle diese Struktureigenthümlichkeiten lassen sich selbstverständlich in ganz gleicher Ausbildung auch in der Grundmasse der Felsitporphyre wiederfinden, die ja nichts anderes ist, als der selten ohne porphyrische Ausscheidungen auftretende Felsit. In wie fern die eigentliche mikroaphanitische Struktur der Felsitbasis eine ursprüngliche oder eine durch Verwitterungsvorgänge aus früherem, amorphem Glase hervorgegangene, secundäre sein dürfte, darüber erscheint eine bestimmte Entscheidung noch nicht möglich. Zweifellos ist, dass die Zersetzung in manchen glasreichen Gesteinen sowohl eine perlitische Struktur, als auch eine eigene Art der Entglasung der Glasbasis bewirken kann, aber es ist auch bemerkenswerth, dass die echten Felsitpechsteine so selten die für die Felsite charakteristische Mikrostruktur zeigen, die man wohl häufiger voraussetzen dürfte, wenn die Felsite überhaupt nur umgewandelte Pechsteine wären. Für die Ursprünglichkeit des Felsites lassen sich aber wohl noch andere Gründe geltend machen.

Ausser dem häufig deutlich bestimmbaren Quarz und Feldspath erscheint in den Felsiten auch brauner und weisser, also wohl Kaliglimmer ziemlich verbreitet, der erstere in Blättchen und kurzen Säulchen, der letztere in fein-büschelförmigen Aggregaten. Dazu kommen winzige, schwarze, ganz opake Körnchen, vielleicht Eisenglanz. Die Felsitmasse erweist sich als mikroporös, von

zahlreichen winzigen, oft aber auch grösseren Hohlräumen erfüllt (vergl. bei Lithoidit).

Reiner Felsitfels ist nicht sehr verbreitet und steht überall in ähnlicher Beziehung zu den Felsitporphyren, mit denen ihn direkte Uebergänge in der Weise verbinden, dass z. B. ein im Innern felsitporphyrisch ausgebildeter Gang nach den Saalbändern zu aus dichtem Felsit besteht. Zweifellos führt eine weitere Uebergangsreihe auch zu den Graniten hinüber (vergl. unter Granit). Der Felsitfels bildet selbstständige Gänge, z. B. bei Tharand in Sachsen, im Harze, in den Vogesen, der Bretagne, in Kerry in Irland; im Gneissgebiete Schwedens der Hälleflinta, der deutliche Uebergänge in Granit und Gneiss zeigen soll.

Rhyolith (Lithoidit).

Mit diesem Namen lässt sich im Gegensatze zu Felsit die Grundmasse trachytischer Porphyrgesteine bezeichnen, die eine ganz ähnliche Constitution besitzen wie die Felsitporphyre. Auch diese zeigen verschiedenartige Verhältnisse ihrer Mikrostruktur. Solche Lithoidite, in denen rein glasige Substanz vorhanden ist, scheinen häufiger zu sein, wie derartige Felsite, wenngleich dieselbe in der Regel nur zwischen den mikroskopisch-krystallinischen Ausscheidungen erscheint. So ist in dem Gestein von der Hohenburg bei Berkum noch echte Glasmasse vorhanden, das Gestein vom Thoreyjargnupr im nördlichen Island besteht ganz aus farblosen Feldspathmikrolithen nebst gelblichen Säulchen und schwarzen Körnern, das Ganze von spärlicher, lichter Glasmasse durchtränkt. Das Gestein vom Monte della Montecchia (Euganäen) hat eine ganz homogene, lithoidische Grundmasse, durch farblose Fasern und Strahlen zum Theil entglast, dazwischen erscheint aber überall farbloses Glas, in dem jene sich zu schönen Fluidalströmen gruppiren. Glasmasse in einigermaassen beträchtlicher Quantität ist jedoch sehr selten. Besonders aber zeigen die lithoidischen Grundmassen die auch bei den Felsiten so charakteristische mikroaphani-

tische, d. h. nicht individualisirte, einfach brechende, aber vollkommen entglaste Materie. Diese erscheint bei vielen der porcellanartigen Gesteine dieser Klasse, z. B. im Lithoidit von Bischofshegi bei Telkibanya u. a.; auch die grauen Quarzrhyolithe von Fagranes im Oexnadalr in Nord-Island, deren mikroaphanitische Basis bei gekreuzten Nicols vollständig dunkel wird. Der dunkelfarbige Liparit vom Monte di Cattajo in den Euganäen besitzt gleichfalls eine solche mikroaphanitische Grundmasse, in der im polarisirten Lichte sowohl elliptische Körnchen, als auch unregelmässig gewundene Fasern licht hervortreten. Auch die porcellanartige, weisse Grundmasse eines Quarzrhyolithes aus dem Ravin de l'Usclade im Mont Dore zeigt deutlich diese unbestimmt federig oder faserig entwickelte Beschaffenheit, in ihr tritt nur eine Hinneigung zu sphärolitischer Anordnung hervor. Im Allgemeinen lassen sich also in den Rhyolithen ganz ähnliche Verhältnisse der Mikrostruktur erkennen, wie sie oben bei den Felsiten Erwähnung gefunden haben.

Besonders aber ist in diesen Gesteinen die Verbreitung kieseliger, chalcedon- oder opalartiger Substanz bemerkenswerth, welche, die kleinsten Hohlräume erfüllend, in concentrisch-schaaligen, äusserst winzigen, mandelförmigen Bildungen, oft mit zierlich traubiger und nierenförmiger Erfüllung, sowie auch in lang sich hinziehenden Schnüren aus mehreren feinen Lagen gebildet und wellig gestaltet, nicht unähnlich mancher Fluidalstruktur, diese Gesteine durchdringen. Diese oft klare und farblose Substanz tritt viel deutlicher hervor, wenn sie eine Färbung hat; sehr schön zeigen sich die Verhältnisse der Durchdringung mit zum Theil ziegelroth gefärbter Opalmasse, in einem gleichfalls rothen, lithoidischen Quarztrachyt vom oben genannten Ravin de l'Usclade. Selbstständig ohne porphyrische sichtbare Ausscheidungen kommt diese Grundmasse nur sehr selten vor, das oben genannte Gestein vom Thoreyjargnupr, sowie das Gestein vom Felsen Arnarhnipa an der Laxa auf Island sind vollkommen frei von makroskopischen Krystallen, sowie auch das Gestein, welches die sog. Lithophysen Richthofen's führt von

Telkibanya gleichfalls ein sehr glasreiches aber von grösseren Krystallen fast ganz freies Rhyolithgestein ist.

Die echte Porphyrgrundmasse, wie sie bei den Porphyren der felsitischen und trachytischen (lithoiditischen) Gesteine ausgebildet ist, scheint bei keiner andern Gesteinsklasse vorzukommen; die Diorite und Diabase, deren manche eine aphanitische Grundmasse und porphyri sche Ausscheidungen zeigen, sind unter dem Mikroskope durchaus krystallinisch und individualisirt ausgebildet, und mikroaphanitische oder Glasmasse fehlt ihnen fast gänzlich, ebenso bei den Phonolithen. Auch die oft durchaus felsitähnliche Grundmasse gewisser Porphyrite löst sich unter dem Mikroskop immer in ein deutlich individualisirtes Gemenge auf. So erscheint also dadurch ein scharfer Unterschied zwischen echten Porphyren und den von uns als Pseudoporphyren bezeichneten Gesteinen.

β. Grundmasse und Ausscheidungen: echte Porphyre.

1. Felsitporphyre.

In einer dichten, aphanitischen Grundmasse liegen Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas, oder von Orthoklas allein, während der Quarzgehalt bloss in der Grundmasse vorhanden ist, oder endlich Quarz fehlt gänzlich oder ist doch nur sehr spärlich vorhanden. Hiernach kann man diese ganze Gruppe in drei Arten trennen: Quarzporphyre — eigentliche Felsitporphyre — quarzfreie Orthoklasporphyre[1]).

a. Quarzporphyr. In einer dichten Grundmasse, die sich im Wesentlichen so verhält, wie die für Felsit S. 257 gegebene Beschreibung dargestellt hat, liegen ausgeschiedene Krystalle von Quarz und Orthoklas, denen sich in der Regel noch etwas Plagioklas und Biotit zugesellt. Man hat früher die Grundmasse wohl nach Aus-

---

1) Die Bezeichnungen: Quarzfelsophyr, Orthoklasfelsophyr, Orthoklasporphyr würden einigermassen die Constitution bezeichnen und consequenter gebildet sein. Vergl. Note am Schlusse dieses Artikels.

sehen und Härte unterschieden und danach die Porphyre in nicht sehr zutreffender Weise eingetheilt in: Hornstein-, Feldstein- und Thonsteinporphyre, die ersteren mit sehr harter, kieselreicher Grundmasse, die zweiten mit matter noch harter, uneben brechender, die letzten mit lockerer, zuweilen erdiger, mit dem Messer ritzbarer Grundmasse. Jedoch ist ein wesentlicher Unterschied in dieser auch dem Wortlaute nach unrichtigen Benennung nicht begründet und lässt man dieselbe besser fallen. Die Farben der Gesteine sind verschieden: vorzüglich durch die Grundmasse bedingt, am häufigsten sind röthlichgraue bis hellbraune, jedoch kommen auch grüne, gelbe, graue, dunkelblauschwarze, gefleckte und gestreifte Färbungen vor. Auch hieraus leiten sich verschiedene Bezeichnungen her: so die sog. rothen Porphyre des südlichen Tyrol's, die gestreiften Porphyre von Dobritz und Hartha in Sachsen.

Ausgezeichnete Fluidalstruktur ihrer Grundmasse zeigen die Porphyre des Altai, des Odenwaldes und manche andere. Die wesentlichen Gemengtheile der Quarzporphyre bieten mancherlei Eigenthümlichkeiten. Der Quarz erscheint meist in krystallinischen Körnern nicht viel über Erbsengrösse, nur seltener wohl ausgebildete Krystalle, welche gewöhnlich nur die dihexaëdrische Combination der beiden Rhomboëder ohne oder nur mit ganz untergeordnetem Prisma zeigen. Die Flächen der Krystalle sind rauh, häufig die Kanten und Ecken abgerundet. Die Menge des ausgeschiedenen Quarzes ist sehr verschieden, oft hält er vollständig dem Orthoklas das Gleichgewicht. Mikroskopisch sind in den Quarzen Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse vorhanden, entweder die einen oder die anderen überwiegend, ebenso kommen auch Dampfporen vor. Die Quarzdurchschnitte, meist recht klar, mit ihren oft perlschnurartig aneinander gereihten Einschlüssen, sind recht charakteristisch. Orthoklas erscheint theils in Krystallen, theils in krystallinischen Körnern von unregelmässiger Begrenzung, meist farblos oder gelblichweiss, aber auch fleischroth, stets heller wie die Grundmasse. Die Krystalle sind theils

einfache, theils Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze, manchmal recht flächenreich, so z. B. in den Quarzporphyren von Ilmenau in Thüringen und von Four-labrouque in der Auvergne, auch aus dem Taleferthal bei Botzen. Sie sind meist ziemlich glattflächig, jedoch fest mit der Grundmasse verwachsen. Oft erscheinen sie verwittert, und zwar beginnt die Zersetzung meist aus dem Inneren heraus, wie das in Dünnschliffen deutlich hervortritt. Die Trübe, die sie zeigen, beruht zum Theil auf der beginnenden Molecularumwandlung, zum Theil hat sie ihren Grund in zahllosen winzigen Flüssigkeitseinschlüssen und Dampfporen. Auch Einlagerungen opaker Fetzen und Lappen von unbestimmter Natur nehmen daran Theil. Die ganz klaren Feldspathe in manchen Quarzporphyren, die man wohl für Sanidin gehalten hat, sind dennoch nur frische Orthoklase. Solche enthalten z. B. die sehr harten Porphyre von Bahren und Gröllenberg in Sachsen. Auch in den Gesteinen des Odenwaldes kommt sowohl trüber wie wasserklarer Orthoklas vor. Neben dem Orthoklas erscheint unzweifelhaft auch Plagioklas, wohl meistens Oligoklas, in der Regel durch eine etwas andere Färbung oder matte, zersetzte Beschaffenheit vom Orthoklas zu unterscheiden, selten scharfe Umrisse oder deutliche trikline Streifung zeigend. Verwachsungen der beiden Feldspathe finden sich häufig. Interponirte trikline Feldspathe im Orthoklas der Porphyre von Naundorf bei Tharand zeigen eine parallele oder senkrechte Stellung ihrer Hauptaxe zu der des letzteren. Seltener scheint Oligoklas den Orthoklas einzuschliessen. Das Vorkommen der Plagioklase ist nie so reichlich, als dass man solche Vorkommnisse als besondere Porphyrvarietäten hervorheben könnte. Glimmer, meist Magnesiaglimmer, ist in manchen Porphyren recht häufig, während er in andern ganz fehlt. Heller Kaliglimmer ist selten, er findet sich z. B. in dem lichtröthlichen Quarzporphyr von Buchholz bei Annaberg in Sachsen. Selten ist Hornblende, z. B. im Porphyr des Djebel Katharina am Sinai und in dem schönen Porphyr von Calamento im südlichen Tyrol. Augit kommt gleichfalls in einigen Quarzporphy-

ren in ganz besonders charakteristischer Weise vor (siehe S. 269). Apatit ist in langen Nadeln ziemlich verbreitet. Im Allgemeinen führen also die Quarzporphyre dieselben Bestandtheile wie die Granite. Das Mengenverhältniss der einzelnen Bestandtheile ist ein sehr verschiedenes, und einzelne der hier nur als accessorisch aufgeführten Bestandtheile können so reichlich in dem Gemenge auftreten, dass die Abtrennung von Unterabtheilungen: Glimmerquarzporphyre, Augitquarzporphyre thunlich erscheint.

Auch das Verhältniss der Grundmasse zu den Ausscheidungen ist ein sehr variabeles, in manchen Gesteinen herrscht jene weitaus vor, in andern tritt sie so zurück, dass fast eine rein körnige Struktur hervorgeht.

Die chemische Zusammensetzung der Quarzporphyre entspricht im Allgemeinen den folgenden Mittelzahlen: SiO_2 : 74.0, Al_2O_3 : 12—14, FeO und Fe_2O_3 : 2—3, CaO : 1.5, MgO : 0.5, K_2O, Na_2O : 7—9, H_2O : 1—2, stets mit vorwaltendem Kali. Die Grundmasse scheint im Allgemeinen natronreicher zu sein, was vielleicht mit der glasigen oder mikroaphanitischen Basis zusammenhängt. Spec. Gew. = 2.56—2.69.

Accessorische Gemengtheile sind in den Quarzporphyren nicht besonders zahlreich vorhanden; es kommen vor: Eisenkies, Eisenglanz, Magnetit, Granat (Westewitz in Sachsen, Liedermont bei Saarbrücken), Epidot, Turmalin, Chlorit. Besonders charakteristisch ist Pinit als Pseudomorphose früherer Cordierite, wovon oft noch ein Kern erhalten ist (Penig in Sachsen, Pranal, Manzat, St. Pardoux in der Auvergne). Nester und Schnüre von Kalkspath und verschiedenen Quarzvarietäten sind sehr häufig, auch Knollen von Graphit (Harz), Baryt, Fluorit, Eisenglanz, Rotheisenstein und Manganerzen (durch Bergbau gewonnen zu Ilmenau und Friedrichsroda in Thüringen).

Eingelagerte hellfarbige Steinmarkknollen verleihen manchen Quarzporphyren ein fleckiges, buntes Ansehen: die sog. Kattunporphyre z. B. von Rochlitz u. a. O. Sachsens. Nach den Strukturvariationen

kann man folgende Arten von Quarzporphyren unterscheiden:

Poröser Quarzporphyr, in dessen Grundmasse viele eckige Hohlräume vorhanden sind. Wenn diese sehr zahlreich werden, entstehen sog. Mühlsteinporphyre. Die Wandungen dieser Hohlräume sind meist mit Quarz bekleidet. Solche drusige, poröse Porphyre finden sich bei Friedrichsroda in Thüringen, bei Marzell im Schwarzwald u. a. O.

Lagenförmiger Porphyr. Die lagenförmige, oft fast schiefrige Paralleltextur wird vorzüglich dadurch bewirkt, dass Quarz und Feldspath sich in einzelnen getrennten Schichten ansammeln, die unter einander parallel verlaufen. Oft lassen sich nach diesen Lagen die Porphyre in dünne Platten spalten: Band- oder Papierporphyre. Dergleichen finden sich ausgezeichnet zu Klein-Schmalkalden in Thüringen, Weinheim im Odenwald und im Münsterthal im Schwarzwald.

Sphärolithischer Porphyr. In der Grundmasse liegen ausser den eingesprengten Krystallen noch kleine Sphärolithe, die nach ihrer Struktur Circular-, Radial- und Reticularsphärolithe oft mit hohlem Centrum sein können. Sie sind meist etwas kieselsäurereicher wie die Grundmasse und bestehen aus in der angedeuteten Weise regelmässig angeordneten, schon einigermassen individualisirten Bestandtheilen. Solche echte Sphärolithe finden sich in den Porphyren von Dellberg bei Suhl, Wunnenheim bei Sulz in den Vogesen, am Apfelskopf bei Ziegelhausen unweit Heidelberg, sehr ausgezeichnet bei Auerberg am Harz; auch die Quarzporphyre vom Korgon im Altai zeigen sphärolithische Struktur.

Kugelporphyr. Wenngleich auch die in diesen Porphyren auftretenden Kugeln concretionäre Bildungen sind, wie die Sphärolithe, dürfen sie doch nicht mit jenen verwechselt werden. Die Kugeln, mehr oder weniger zahlreich vorhanden, oft bis faustgross, concentrisch schaalig, aus felsitischer, quarzreicher, sehr harter Masse bestehend, zeigen gleichfalls verschiedenartige Struktur und lösen sich leicht aus der Gesteinsmasse los. Viele

bestehen fast nur aus Quarz und enthalten in ihren Höhlungen Quarz, Eisenglanz, Flussspath. Solche Kugelporphyre sind nicht selten: am Schneekopf und Meisenstein im Thüringerwald, bei Oppenau im Schwarzwald, Dossenheim im Odenwald, auf Corsica bei Osani und Curzo (diese Pyromerid genannt).

Uebergänge zwischen Quarzporphyr und Granit kommen vielfach vor, die Grundmasse der Porphyre entwickelt sich mehr und mehr makrokrystallinisch oder umgekehrt, ein Theil des Granitgemenges verdichtet sich zu einer Grundmasse. Uebergänge, wo von Granit ausgehend gangartige Apophysen von Quarzporphyr auslaufen, finden sich ausgezeichnet u. A. im Drammenthale des südlichen Norwegens, wo nach beiden Seiten hin der unmittelbare Zusammenhang und das allmälige Verlaufen des einen Gesteines in das andere zu erkennen ist. Auch im Bodethale im Harz ist ein solches Vorkommen von Lossen erkannt und beschrieben worden. (Vergl. unter Granit,) Andererseits finden sich ebenso unmittelbare Uebergänge der Quarzporphyre in Pechsteinporphyr, wie das z. B. im sächsischen Gebiete bei Meissen mehrfach zu beobachten ist.

Die Porphyre sind durchaus massige Gesteine. Die bezeichnendeste Lagerungsform sind Gänge, oft von grosser Mächtigkeit und meilenweiter Erstreckung. Die zahlreichen Porphyrvorkommen im Granit-Gneissplateau von Centralfrankreich bieten hierfür treffliche Beispiele. Lager, Decken und Kuppen sind gleichfalls häufige Formen, unter denen der Quarzporphyr auftritt. Fragmente der Nebengesteine sind in allen häufig, Zeichen gewaltsamer Einwirkung auf das Nebengestein begleiten fast alle Porphyrgänge. Hiermit in Verbindung stehen auch die mächtigen Reibungsconglomerate und Breccien, sowie die Tuffe, welche die Porphyrablagerungen zu begleiten pflegen.

Absonderung der Porphyre in polyedrische Stücke, in grosse Platten, sowie endlich auch vollkommene Prismen kommen nicht selten vor: die letzteren finden sich ganz ausgezeichnet in der mächtigen Porphyrdecke von

Botzen in Tyrol, am Wildenberg bei Schönau in Schlesien, Sachsenstein bei Ilmenau und zu Altenhain in Sachsen.

Die Quarzporphyre treten vorzüglich in den älteren Formationen auf und es kommen wohl nur wenige vor, die jünger sind, als die Juraformation. Durch Granite und Gneisse setzten die zahlreichen Porphyrmassen von Centralfrankreich hindurch, auf Glimmerschiefer ruht die mächtige, 20 □-Meilen bedeckende Porphyrablagerung des südlichen Tyrol's. Im Granit liegen die Porphyrgänge des Thüringerwaldes bei Suhl, sowie die sächsischen. Im Silur und Devon sind zahlreiche Vorkommen bekannt: Cornwall, Harz, die Gegend von Brilon und der Lenne in Westfalen; im Steinkohlengebirge treten die Porphyre von Waldenburg und Altwasser in Schlesien auf. Am innigsten verbunden erscheinen sie aber mit dem Rothliegenden in Thüringen, Schwarzwald, Odenwald, Gegend von Halle u. A., in Verbindung mit Buntsandstein bei Kreuznach an der Nahe, wo aber der Porphyr älter ist, als der Buntsandstein.

Durch ihren bedeutenden und charakteristischen Gehalt an Augit ausgezeichnet und dadurch sich den Diabasen nähernd, sind die Felsitporphyre aus der Nähe von Leipzig zwischen Wurzen, Grimma und Borsdorf. Ausser der felsitischen Grundmasse enthalten sie folgende wohlbestimmbare Mineralien: Quarz, Orthoklas, Labrador, Augit, Biotit, Titaneisen, Magnetit und Apatit. Der Augit, oft noch frisch, zeigt mannichfache Uebergänge in fasrige, diallagähnliche Individuen, für den man ihn auch wohl früher gehalten hat. Auch in der Grundmasse, die stets ein deutlich mikrokörniges Aggregat ist, bewirkt Augit die grüne Färbung. Bemerkenswerth sind in diesen Porphyren schwarze Concretionen, die an porphyrischen Krystallen ärmer sind, dagegen reicher an Augit, Magnetit und Titaneisen. Diese augithaltenden Porphyre bilden eine ziemlich gerade Reihe von einzelnen Kuppen in obigem Gebiete.

b. Felsitporphyr. In der quarzreichen und daher meist sehr harten Grundmasse liegen nur Einsprenglinge von Orthoklas. Mit blossem Auge ist also kein Quarz zu erkennen und nur der hohe Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteines (74—75 %) oder der Grundmasse

(nach Delesse 77 %) unterscheidet ihn von dem ganz quarzfreien Orthoklasporphyr.

Der bekannte, schöne Porphyr von Elfdalen in Schweden ist der vorzüglichste Vertreter dieser nicht sehr verbreiteten Klasse. In rothbrauner, chocoladenfarbiger Grundmasse von grosser Härte enthält er ausgeschiedene, farblose Orthoklaskrystalle und daneben Oligoklas, sehr sparsam auch Hornblende und Eisenglanz. Ganz ähnlich ist ein Felsitporphyr von Raibl in Tyrol. Die dichte, quarzharte Grundmasse ist nelkenbraun oder blaugrün und umschliesst wasserhelle Orthoklaskrystalle, sehr selten daneben Oligoklas. Die Zusammensetzung des letzteren ist nach der Analyse von Hess; SiO_2: 75.97, Al_2O_3: 13.84, Fe_2O_3: 1.20, MgO: 0.15, K_2O: 6.65, Na_2O: 2.58 in sehr naher Uebereinstimmung mit dem Gestein von Elfdalen. Weiter kommen solche echte Felsitporphyre auch in Siebenbürgen vor, so im Aranyothale östlich von Borev, ein gleichfalls rothbrauner, und endlich westlich von Torokó ein fleischrother, fast ganz aphanitischer, der nur wenige kleine, wasserhelle Plagioklaskrystalle enthält. Beide Gesteine stehen sonst in Beschaffenheit und Vorkommen dem von Raibl sehr nahe.

Richtig würde es erscheinen, solche Gesteine, in denen in felsitischer, aphanitischer Grundmasse kein Feldspath und Quarz, sondern nur dunkler Glimmer in wohlausgebildeten sechsseitigen Tafeln erscheint, als eigene Art unter der Bezeichnung Biotitporphyr aufzuführen. Solche Gesteine kommen nach Jokély im mittleren Böhmen vor und dazu würden auch die allerdings stark zersetzten Porphyre von Fongara bei Recoaro zu rechnen sein, die in einer felsitischen, zuweilen fast erdigen Grundmasse nur mehr kaolinisirte Feldspathe und zahlreiche, deutliche, sechsseitige Biotittafeln enthalten. Auch das fast nur Glimmer, mit etwas Hornblende in einer felsitischen, grünlichgelben, hornsteinähnlichen Grundmasse führende Gestein von La Goutelle bei Pontaumur in der Auvergne kann hierhin gerechnet werden.

Mit Rücksicht auf die Nomenclatur dieser ganzen Gruppe felsitischer Porphyre muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Namen oft gewechselt haben und nicht immer in dem

bestimmten Sinne gebraucht worden sind, mit dem sie hier aufgeführt werden. Auch die oben, weil doch einmal bestehend, gewählten sind nicht consequent gebildet, allen ist die felsitische Grundmasse gemeinsam, nur der charakteristische ausgeschiedene Gemengtheil sollte daher hervorgehoben werden. Es erscheint eine solche consequente und bezeichnende Nomenclatur allerdings nicht leicht, aber sollten nicht die Namen: Quarzfelsophyr — Orthoklasfelsophyr — Quarzaugitfelsophyr — Biotitfelsophyr am Ende brauchbar erscheinen? Für die folgenden, die vollkommen quarzfrei sind, bliebe dann der einfache Name Orthoklasporphyr erhalten.

c. Quarzfreier Orthoklasporphyr. In einer dichten, quarzfreien Grundmasse, oft von erdiger Beschaffenheit, liegen Krystalle von Orthoklas, neben diesen seltener kleinere Plagioklase, schwarze Hornblendesäulchen und Biotitblätter.

Die Orthoklase, die oft 2 Zoll Grösse erreichen, bieten in ihren Querschnitten auf den Bruchflächen des Gesteines rhombische oder rhomboidische Formen, daher solche Porphyre von L. v. Buch auch als Rhombenporphyre bezeichnet wurden. Die Orthoklase sind meist stark zersetzt und erweisen sich unter dem Mikroskope erfüllt mit Einlagerungen von Hornblendesäulchen, chloritischen Schuppen und Magnetitkörnchen, sie zeigen sehr oft eingeschaltete Plagioklaslamellen. Die ausgeschiedenen Plagioklase sind ebenfalls zersetzt und matt, meist kleiner, zeigen aber dennoch oft noch die deutliche Streifung. Mikroskopisch ist auch Quarz, jedoch nur in ganz geringer Menge vorhanden.

Die chemische Zusammensetzung des Orthoklasporphyrs von Vetta-Kollen bei Christiania ist nach Kjerulf: SiO_2: 59.17, Al_2O_3: 19.73, Fe_2O_3: 1.71, CaO: 3.92, MgO: 0.40, K_2O: 4.03, Na_2O: 3.54, CO_2: 2.52, Glühv.: 3.40.

Die quarzfreien Orthoklasporphyre des südlichen Tyrols mit fleischrother Grundmasse und grossen röthlichen Orthoklaskrystallen z. B. vom Abhange der Margola bei Predazzo, enthalten Liebenerit, die Pseudomorphose des Nephelins und entsprechen damit der Zusammensetzung des Foyaites und der nephelinführenden Phonolithe.

Accessorische Gemengtheile der Orthoklasporphyre sind: Tridymit (in Hohlräumen des Porphyrs von Waldböckelheim), Magnetit, Eisenglanz, Pyrit, Epidot, Granat, Titanit, und jedenfalls secundärer Entstehung: Kalkspath, Quarze, Fluorit, Natrolith, Prehnit, Apophyllit.

Die Verbreitung dieser Gesteine ist nicht sehr bedeutend; im südlichen Norwegen in der Umgegend von Christiania bilden sie Gänge, Lager und Decken im Syenit und auf Devonsandsteinen; im südlichen Tyrol bei Predazzo, in der Gegend von Ilmenau, wo auch recht glimmerreiche Arten vorkommen, bei Waldböckelheim an der Nahe, endlich bei Pieve in der Gegend von Schio im Vicentinischen.

Als Glimmerorthoklasporphyr (abgekürzt: Glimmerorthophyr) kann das von den Franzosen mit dem Namen Minette belegte Gestein bezeichnet werden, welches aus einer quarzfreien, feldspathigen Grundmasse mit ausgeschiedenem reichlichem Glimmer und Orthoklas besteht, wozu zuweilen auch noch Hornblendekrystalle treten. Die Grundmasse erscheint unter dem Mikroskope körnig individualisirt, aus kleinen Feldspath- und Glimmermikrolithen bestehend. Durch Ueberwiegen der Glimmerblättchen über die Grundmasse verlieren diese Gesteine ihren porphyrischen Charakter und so lassen sich verschiedene Strukturvarietäten unterscheiden. Durch kugelige Ausscheidungen von Orthoklas entsteht eine variolithische Ausbildung derselben. Quarz ist nur sehr selten und ganz vereinzelt vorhanden, auch Plagioklas nicht häufig. Chlorit, Magnetit, Kalkspath, Eisenglanz erscheinen accessorisch. Diese Glimmerorthoklasporphyre treten nur untergeordnet in Form von Gängen auf: in den Vogesen, zu Chessy bei Lyon, in der Umgegend von St. Genès-Champanelle bei Clermont in der Auvergne, in den Cevennen und an anderen Punkten Frankreichs, sehr verbreitet auch im Odenwald, Schwarzwald und anderen Gegenden.

2. Rhyolithporphyre (Lithoiditporphyre, Quarztrachyte, Liparite).

Unter dem Namen Rhyolith- oder Lithoiditporphyr, der dem Namen Felsitporphyr analog gebildet ist, lassen sich alle Gesteine zusammenfassen, die aus einer dichten

aphanitischen Grundmasse (Rhyolith S. 261) und aus Einsprenglingen bestehen, die in derselben makroskopisch ausgeschieden und die entweder Quarz und Sanidin, oder Sanidin allein sind, wobei dann der Quarzgehalt in der Grundmasse steckt oder die endlich gar keinen Quarz wahrnehmbar enthalten, wo aber ein höherer Kieselsäuregehalt der Grundmasse zum Theil in der Glasbasis oder in Sphärolithen beruht. An diese reihen sich dann enge, wenn auch nicht mehr als eigentliche Rhyolithe, so doch ganz analog den quarzfreien Orthoklasporphyren die Trachyte oder quarzfreien Sanidinporphyre an. Hiernach kann man parallel zu den Arten der echten Porphyre auch hier die drei Klassen sondern: Quarzrhyolithe — Sanidinrhyolithe — quarzfreier Sanidinporphyr.

a. Quarzrhyolith. In einer sehr feinkörnigen, meist sogar dichten, aphanitischen Grundmasse von oft rauhem, porösem Ansehen liegen ausgeschiedene Krystalle oder krystallinische Körner von Quarz und Sanidin, zu denen sich in der Regel etwas Plagioklas, Biotit oder Hornblende hinzugesellt. Die Grundmasse ist verschiedenartig gefärbt, meist hellgelb, grauröthlich, jedoch auch ziegelroth und braunroth, sie ist zum Theil quarzhart, hornstein- und porcellanartig glänzend, zum Theil weniger hart, thonsteinähnlich und matt, so dass auch hier Bezeichnungen üblich waren, wie bei den Quarzporphyren. (S. 264.) Ueber die mikroskopische Beschaffenheit derselben gilt das im Vorhergehenden unter Rhyolith gesagte, wobei jedoch hier noch hervorgehoben werden soll, dass auch in den echt mikroaphanitischen Grundmassen Quarz in etwas grösseren, wasserklaren Körnern fast immer hervortritt.

Der Quarz erscheint nicht nur in runden, hellen oder grauen Körnern, sondern auch in Krystallen, die meist eine prismatische Ausbildung neben dem Dihexaëder zeigen. Von den Quarzen der Granite unterscheidet ihn die Gegenwart reichlicher glasiger Einschlüsse und das Fehlen der Flüssigkeitseinschlüsse (nur ein Quarz aus einem Rhyolith der Ponzainseln enthielt solche), während in den Quarzen der entsprechenden Felsitporphyre

beiderlei Arten von Einschlüssen neben einander vorkommen. Die eingeschlossenen Glaspartikel sind oft scharf dihexaëdrisch gestaltet. In einigen Gesteinen, z. B. von Cernolitza in Steiermark, sind die Quarze stets von einem dunklen, dichteren Gesteinshofe umgeben. Der Sanidin, oft unregelmässig zerrissen in seinen Umrissen, oft einfache Individuen, ort Carlsbader Zwillinge, zeigt unter dem Mikroskope zonenweisen Aufbau, enthält ebenfalls Glaseinschlüsse, Dampfporen und Mikrolithen verschiedener Art. Scharfe Sechsecke von Quarz erscheinen als Einschlüsse im Sanidin der Quarzrhyolithe des Mont Dore. Die seltenen Plagioklase sind gewöhnlich stark zersetzt, oft ganz zu Kaolin umgewandelt, immerhin zeigen viele noch die deutliche Streifung. Hornblende ist recht selten, auch unter dem Mikroskope, dagegen schwarzbrauner Biotit häufiger, besonders in den sanidinreichen Gesteinen. Die sonst so verbreiteten Magnetitkörnchen und andere opake Eisenverbindungen fehlen meist, wohl aber findet sich feinvertheiltes oder in Schlieren angeordnetes Eisenoxyd als Färbungsmittel in der Grundmasse der rothen Varietäten. Accessorisch ist noch Granat in einem Quarzrhyolith von Neuseeland zu nennen, sowie Tridymit im Quarzrhyolith von Monte della Montecchia (Euganäen) und aus dem Mont Dore.

Die chemische Zusammensetzung der Quarzrhyolithe zeigt in noch höherem Grade die Uebereinstimmung mit den Quarzporphyren, wie sie schon in der mineralogischen Constitution sich ausdrückt. Als Mittel derselben kann gelten: SiO_2 : 75—77, Al_2O_3 : 12—12.5, Fe_2O_3, FeO : 1.52, CaO : 1—1.5, MgO : 0.3—0.5, K_2O, Na_2O: 7—9, H_2O : 0.5—1.2. Die Quarzrhyolithe sind also nur noch etwas saurer, wie die analogen Quarzporphyre.

Manche Quarzrhyolithe nehmen eine schiefrige Struktur an, indem die lithoidische Grundmasse sich in dünne Lagen von verschiedener Farbe abgetheilt zeigt, wie das an vielen Gesteinen Ungarns der Fall ist. Auch durch eine parallele Stellung der tafelförmigen Sanidinkrystalle kann eine solche Struktur hervorgerufen werden, so auf der Insel Palmarola und am Baulaberge auf Island. Wenn

die Grundmasse von grosser Härte und dabei von zahlreichen Poren und Höhlungen erfüllt ist, so sind solche: Mühlsteinporphyre ganz analog denjenigen der Felsitporphyre. Die Höhlungen sind ganz oder zum Theil mit Chalcedon, Amethyst, Quarz erfüllt und zahlreiche Nester und Trümmer dieser Quarzvarietäten durchschwärmen diese Gesteine. Bemerkenswerth sind auch die opal- und chalcedonartigen rundlichen Einschlüsse in den Ungarischen Quarzrhyolithen. Die sphärolithische Ausbildung tritt vorzüglich bei den von ausgeschiedenem Quarz freien Rhyolithen der folgenden Klasse hervor.

In Bezug auf die Lagerungs- und Absonderungsformen kann auf das bei den echten Trachyten Gesagte verwiesen werden; eine vollkommen säulenförmige Absonderung ist auch bei den Quarzrhyolithen nicht selten und kommt in ausgezeichneter Weise auf Palmarola und am Baulaberge auf Island vor.

Die Verbreitung ist keine sehr grosse und ausgedehnte in den einzelnen Gebieten, aber es sind doch noch fast aus allen Gebieten trachytischer Gesteine auch Quarzrhyolithe bekannt geworden. Am verbreitetsten erscheinen sie in Ungarn, wo sie selbstständige reihenförmig nebeneinanderliegende Kegel und Berge bilden: so am Csicsoberg bei Retteg und Affinis im Gebiete von Vöröspatak, zu Bereghszász, Sebes, Székelyó im Vlegyászagebiet und an anderen Orten. In Siebenbürgen erscheinen solche zu Gyerövásárhely und im Trachytgebiete zwischen Panyek und Valje Bedecsuluj. In Steiermark ist der Quarzrhyolith von Cernolitza ein ausgezeichnetes Gestein dieser Klasse. In den Euganäen, südlich von Padua, treten verschiedene Arten auf, besonders verdient das weisse Gestein Erwähnung, welches den Vendagipfel bildet. Im Mont Dore nur untergeordnet gangförmig; im Esterelgebirge im Departement du Var das früher als blauer Felsitporphyr bezeichnete Gestein. Ausgezeichnet sind noch die Vorkommen auf den Liparischen Inseln, (daher der Name Liparit), auf den Ponzainseln, auf der griechischen Insel Antimilo, und auf Island, wo sie einzelne Kuppen und zahlreiche Gänge bilden. In Transkaukasien erscheinen sie am

Demavend, südlich vom Caspischen Meere; auch in Mexico und Neuseeland treten sie auf.

b. Sanidinrhyolith. In einer dichten, aphanitischen Grundmasse liegen nur Krystalle von Sanidin, hin und wieder mit etwas Plagioklas, selten Hornblende, dagegen häufiger dunkler Glimmer. Der aus der chemischen Analyse sich ergebende hohe Kieselsäuregehalt wird zum Theil durch fein beigemengten Quarz bedingt, zum Theil kann er auch auf sehr saure, glasige und sphärolithische Ausscheidungen zurückgeführt werden. Auch an vielen dieser Gesteine ist die Grundmasse von grosser, fast quarzgleicher Härte und vollkommen hornsteinähnlicher Beschaffenheit. Unter dem Mikroskop gelingt es in der That, den wohlindividualisirten Quarz in der dichten Grundmasse zu erkennen; jedoch ist das nicht immer der Fall, oft ist die Grundmasse durchaus amorph, eine durch ein regelloses, fasriges oder strahliges, unklares Gewirre entglaste Masse, in der man keinerlei Spur von ausgeschiedenem Quarz nachweisen kann. Im Gestein der kleinen Rosenau im Siebengebirge ist die Grundmasse nicht bestimmt körnig, sondern nur aus verschiedenartig unklar polarisirenden Theilchen gemengt, eine Erkennung des Quarzes unmöglich. Die ausgeschiedenen Sanidine, einfache Krystalle und Zwillinge, meist klar, jedoch auch trübe und manchmal vollkommen zersetzt, haben verschiedene Grösse, meist nicht sehr bedeutend. Neben ihnen ist Plagioklas an der meist grösseren Verwitterung kenntlich. Tridymit tritt in den Blasenräumen einiger Vorkommen auf. Besonders enthalten aber diese Sanidinrhyolithe häufig sphärolithische Bildungen, gleichfalls porphyrisch ausgeschieden in der Grundmasse liegend, so z. B. ein solcher vom Mont Dore, manche Gesteine dieser Art aus dem ungarischen Gebiete, besonders bei Schemnitz, das Gestein von Tolcsva bei Tokay mit 1—2 Zoll grossen Sphärolithen u. A. Die Sphärolithe erscheinen mit der Grundmasse verflossen, jedoch immerhin scharf contourirt, sie zeigen die verschiedenen Strukturen (S. 111) und sind oft so zahlreich, dass das Gestein in einen reinen Sphärolithfels übergeht. Da sie nachweislich

eine sehr saure Zusammensetzung haben, so können sie, wie schon oben erwähnt, auch ohne dass Quarz vorhanden ist, den hohen Kieselsäuregehalt dieser Gesteine erklären. In ihnen vor allem spricht sich auch der deutliche Zusammenhang aus, der die Quarz- und Sanidinrhyolithe mit den Perliten und Obsidianen verbindet.

Die chemische Zusammensetzung des Sanidinrhyolithes von der Rosenau im Siebengebirge ist nach Bischoff die folgende: SiO_2 : 78.87, Al_2O_3 : 11.62, Fe_2O_3 : 1.12, CaO : 0.54, MgO : 0.46, K_2O : 3.11, Na_2O : 3.94, H_2O : 1.0. Die Zusammensetzung eines sphärolithischen Rhyolithes von dem Ravin de l'Usclade im Mont Dore ist nach v. L.: SiO_2 : 74.80, Al_2O_3 : 14.47, Fe_2O_3 : 1.03, CaO : 0.43, K_2O : 1.69, Na_2O : 6.63, H_2O : 0.96. Der hohe Natrongehalt liegt hier gleichfalls an der Masse der Sphärolithe.

Die charakteristischsten Gesteine dieser Gruppe sind die von der Rosenau im Siebengebirge, von von Dechen Sanidophyr genannt: tafelförmige Sanidine, Magnetit, Titanit in lichtgrauer, dichter Grundmasse ohne Spur von Quarz; auch das Gestein von der Hohenburg bei Berkum (linksrheinisch) enthält in einer feinkörnigen, sandsteinähnlichen Grundmasse nur Sanidin und etwas Magnetit, mikroskopisch werden unregelmässige Körner von Glasmasse erkannt. Auch unter den ungarischen Gesteinen kommen dieselben vor, in den Euganäen am Monte Peca und Monte Rico, auf Island gangförmig bei Raudarsbrida am Hamarsfjord, in Steiermark der sog. rothe Hornfelstrachyt von Tüffer u. a. O.

Hierhin dürfen auch durch ihren schon makroskopisch sichtbaren Gehalt an eigenthümlichen Glaskörnern die bemerkenswerthen Gesteine von Basiluzzo, einer der Liparen, sowie vom Monte Amiata in Toskana gerechnet werden, wenngleich das letztere als ein fast körnig-krystallinisches Gemenge von Sanidin, Biotit, Oligoklas, wenig Augit und den sehr harten, hellgrauen, fast quarzähnlichen Glaskörnern nicht mehr porphyrisch erscheint. Nach der Zusammensetzung aber ist es ein echter Sanidinrhyolith, den sphärolithischen Gesteinen nahestehend.

Vielleicht das einzige Gestein der ganzen Gruppe der Rhyolithe, welches zu einem ganz vollständig granitischen

Habitus erstarrt ist, tritt auf der Insel Mokoja im Rotorua-See auf der Nordinsel Neu-Seeland's auf, ein echtes Quarzsanidinglimmergestein, ganz dem Granit gleichend.

c. Quarzfreier Sanidinporphyr (Trachyte). Unter dieser Bezeichnung fassen wir die ganze Gruppe der Gesteine zusammen, die man früher unter der Bezeichnung der Trachyte schlechthin aufführte, Gesteine, die vorzüglich aus Sanidin, ohne oder mit Plagioklas bestehen, welch' letzterer jedoch nie vorherrschen darf. In diese Gruppe stellte man früher viele Gesteine, die wir jetzt richtiger zu den Andesiten, durch plagioklastischen Feldspath charakterisirten Gesteinen rechnen. Hiernach ist aber auch die frühere Unterscheidung der Trachyte in blosse Sanidin- und in Sanidinoligoklastrachyte nicht mehr aufrecht zu erhalten, um so weniger, als u. d. M. in fast allen Trachyten auch Plagioklas nachgewiesen werden kann.

Die Trachyte bestehen aus einer meist rauhen, (τϱαχυς), porösen, feinkrystallinischen oder dichten Grundmasse, in der grössere Krystalle von Sanidin, kleinere Plagioklase, Hornblende und Glimmer porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die Farbe der Grundmasse ist verschieden, jedoch herrschen hellere gelbe, graue und röthliche Farben vor. Die mikroskopische Struktur der Grundmasse ist vorherrschend eine körnige, sie besteht entweder aus Sanidin allein oder aus Sanidin und Plagioklas, ohne dass es jedoch immer möglich würde, diese zu trennen. So erscheint sie u. d. M. im Allgemeinen als ein Aggregat winziger, weisser Feldspath- und grünlicher Hornblendemikrolithen, zwischen denen nur spärlich hin und wieder Glasmasse hervortritt. In der Lagerung dieser Mikrolithen zu einander und in ihrer Stellung zu den eingelagerten grösseren Krystallen sprechen sich schöne Fluidalerscheinungen aus. Die vorhandene Glasmasse ist in seltenen Fällen mit einzelnen Körnchen erfüllt und also hierdurch körnig entglast; mikroaphanitische Substanz erscheint nur ganz selten. Die Glassubstanz tritt als ein Haufwerk isotroper Körner fleckenweise in der Gesteins-

masse auf oder erscheint als Zwischenklemmungsmasse zwischen den einzelnen Feldspathleistchen. Sehr reich an braunem reinem Glase ist der Trachyt von Ober-Fernezely bei Nagy-Banya, sowie der von Bagonya bei Schemnitz. In deren Feldspathen erscheinen dann auch Glaseinschlüsse geradezu massenhaft. Der Sanidin bildet tafelförmige oder auch rektangulär säulenförmige Krystalle, einfache oder Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetze. Sie sind stark glänzend und meist sehr rissig, oft von bedeutender Grösse, 3—5 Cm. z. B. am Drachenfelsen und an der Perlenhardt im Siebengebirge. Die Krystalle erscheinen oft zerbrochen und gegen einander verschoben, sie liegen oft über grosse Strecken durchaus parallel in dem Gesteine. Unter dem Mikroskope zeigen sie sehr häufig den Aufbau aus concentrischen Zonen, sind sehr reich an Einschlüssen von farblosem oder braunem Glase, von Mikrolithen und Dampfporen, oft nach dem Centrum zu dichter Anhäufung gedrängt. Auch die kleinsten mikroskopischen Krystalle erscheinen oft als Carlsbader Zwillinge. Der Plagioklas bildet meist kleinere Krystalle, die an Farbe, Glanz, Härte von den Sanidinen verschieden und besonders an der Zwillingsstreifung zu bestimmen sind. Er zeigt häufig eine dem Sanidin ähnliche, glasige und rissige Beschaffenheit, die seine Unterscheidung oft recht schwierig macht. Wenn auch nicht immer makroskopisch sichtbar, ist er doch unter dem Mikroskope recht häufig.

Hornblende erscheint in kleinen Säulen und schwarzen Nadeln, bald braun, bald grün im Dünnschliffe durchscheinend, mit schwarzem Körnersaum von Magnetit und reich an mancherlei Einschlüssen. Der Magnesiaglimmer ist oft ebenso reichlich vorhanden, wie die Hornblende, fast immer in dünnen, makroskopisch sichtbaren Blättchen, oft mit ähnlichem opakem Magnetitrande, nicht in mikroskopischen Schuppen und Lamellen. Magnetit ist immer reichlich vorhanden, Apatit ebenfalls fast als constanter Gemengtheil zu nennen. Als ein sehr bedeutsamer accessorischer Gemengtheil erscheint in manchen Trachyten der Tridymit, nicht nur als Ausscheidung in

den Porenräumen, sondern auch als Gemengtheil der Grundmasse, als welcher er in einigen Fällen wohl nicht ohne Einfluss auf den hohen Kieselsäuregehalt mancher Trachyte, z. B. der sog. Dômite ist. Auch Titanit und Nephelin kommt in manchen Trachyten vor, Augit ist im Allgemeinen selten, jedoch tritt er entschieden neben Hornblende auf: so im Trachyt von Gutia in Ungarn, im Trachyt des Mont Dore u. A. Ein hauyn- oder noseanähnliches Mineral erscheint im Trachyt vom Pferdekopfe an der Rhön, wo auch blaue Hauynkörner als Einschlüsse in Sanidin vorkommen. Als vereinzelt vorkommender Gemengtheil mag noch Eisenglanz in Tafeln und Sodalith genannt werden.

Die chemische Zusammensetzung der Trachyte ist eine ziemlich schwankende, woran zum Theil schon das Mengenverhältniss der Gemengtheile Schuld hat, ob nämlich nur Sanidin oder neben demselben ziemlich reichlich Plagioklas vorhanden ist. Auch in der Grundmasse noch vorhandene Glasmasse oder beigemengter Tridymit können die Trachyte saurer machen. Im Allgemeinen kann man annehmen, dass der mittlere Procentgehalt der Bestandtheile in folgenden Grenzen schwanke: SiO_2 : 62—64, Al_2O_3 : 16—19.50, Fe_2O_3, FeO : 5—6, CaO : 1.5—2.5, MgO : 0.7—0.8, K_2O : 3.5—5.5, Na_2O : 4.5—5, H_2O : 0.5—1. Sp. G. = 2.6—2.7.

Unter den Trachyten sind die eigentlichen Sanidintrachyte, in denen Plagioklas jedenfalls nur mikroskopisch vorhanden ist oder ganz fehlt, ziemlich selten: ein Trachyt vom Puy de Sançy am Mont Dore, in dem die Sanidinkrystalle oft so dicht gedrängt liegen, dass kaum noch Grundmasse zwischen ihnen zu sehen ist, von fast weisser, lichtgrauer Farbe lässt unter dem Mikroskope auch in der Grundmasse kein sicheres Anzeichen eines triklinen Feldspathes erkennen. Sehr arm an Plagioklas ist auch der Trachyt von Dernbach in Nassau; das Gestein vom Monte Olibano bei Puzzuoli enthält nur wenig vereinzelte Plagioklase, die kleinen und grossen Krystallleisten seiner Dünnschliffe sind nur Sanidin. Sogar in den früher als Typus der reinen Sanidintrachyte angesehenen Aus-

würflingen des Laacher See's und dem sog. Laacher Trachyt kommen Plagioklase vor, zum Theil in Sanidin eingewachsen. Dieselben zeigen in der Grundmasse alle Uebergänge vom völlig glasigen, in den mikrolithisch-körnig entglasten Zustand. Besonders bemerkenswerth sind diese sog. Sanidinauswürflinge wegen ihres grossen Reichthums an accessorischen Gemengtheilen, zum Theil als evidente Neubildungen aus Sublimation oder Umschmelzung charakterisirt: Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn, Nosean, Nephelin, Mejonit, Orthit, Leucit, Olivin, Titaneisen, Magnetit, Titanit, Zirkon, Korund, Saphir, Spinell, Cordierit, Apatit, Granat, Staurolith, Monazit und Zeolithe. Auch die als Sanidinit von Teneriffe und vom Mont Dore beschriebenen, als Auswürflinge vorkommenden Gesteine aus Sanidin und Hornblende bestehend, enthalten mehr oder weniger Plagioklas. Somit sind also fast alle Trachyte zu der früher als Sanidin-Oligoklastrachyt bezeichneten Klasse zu rechnen.

Die Trachyte sind massige Gesteine, sie zeigen jedoch häufig eine Absonderung in Platten und Bänke, manchesmal zerfallen sie sogar in schieferähnliche Tafeln, woran eine Parallellagerung der Sanidintafeln Theil hat; eigenthümlich spitz kegelförmige, roh cylindrische und dabei schaalige Absonderungen zeigt der Trachyt vom Stenzelberge im Siebengebirge, Pfeiler von grosser Höhe hat er an der Wolkenburg daselbst, fast regelmässige Säulen kommen am Puy Capucin im Mont Dore, auf Teneriffe u. a. O. vor. Er bildet meist zu Gruppen oder in Reihen vereinigt stehende kuppel- oder domförmige Berge, wie im Siebengebirge, in Ungarn, den Eugenäen, der Auvergne, oder er bildet weithin sich erstreckende Decken und Ströme, wie im Mont Dore und Cantal, wo er in vielfacher Wechsellagerung mit trachytischen Tuffen und Conglomeraten erscheint. In Gängen andere Gebirgsarten durchsetzend ist er gleichfalls häufig, so in den Trachytconglomeraten des Siebengebirges, am Mont Dore und Cantal und in der Gegend von Le Puy am Mont Mezenc.

Die Gegenden, in denen vorzüglich trachytische Ge-

steine in grösserer Verbreitung auftreten, sind in Europa: Ungarn (Schemnitz, Tokaj), Siebengebirge (Perlenhardt, Drachenfels), Auvergne (Mont Dore), Cantal, Vivarais (Mont Mezenc), Euganäen (M. Rosso, Monselice), Ischia, Lipari, Ponza, Griechische Inseln (Santorin), Canaren, Azoren; in Südamerika in der Kette der Anden, in Mexico, auf Java, Neuseeland u. A.

Der nach dem Puy de Dôme bei Clermont benannte Dômit von heller, weisser oder gelblicher Farbe, enthält Sanidin, Plagioklas, Hornblende, Biotit, Magnetit in einer nur sehr wenig glasführenden, aus körnigen Mikrolithen bestehenden Grundmasse, in der nach Zirkel Haufwerke deutlicher Tridymitblättchen eingelagert sind, auf welche der hohe Kieselsäuregehalt der Grundmasse zurückzuführen sein dürfte. Dieselbe enthält nach Kossmann: SiO_2 : 68.46 %. Jedenfalls kann kein Quarz erkannt werden. Accessorisch ist Eisenglanz in dendritischen Blättern und schönen Kryställchen vorhanden, mikroskopisch auch Nephelin. Der Dômit bildet auch noch die prächtig glockenförmige Kuppe des Grand Sarconi, den Puy Chopine u. a. Auch auf Teneriffe kommen am Fussgebirge des Teyde dômitähnliche Trachyte an verschiedenen Orten vor.

c. Glasmasse als Basis fast ganz verschwindend; Ausbildung meist pseudoporphyrisch oder krystallinisch-körnig.

1. Phonolithe.

Die Phonolithe schliessen sich durch ihren Nephelin- und Noseangehalt neben Sanidin der Klasse der quarzfreien Sanidinporphyre in der gleichen Weise an, wie die Orthoklas-Liebeneritporphyre den quarzfreien Orthoklasporphyren. Zweifellos müssen eine Reihe der früher wohl als Phonolith bezeichneten Gesteine den Trachyten zugefügt werden und nur solche dürfen als Phonolithe gelten, in denen wirklich der Nephelin als Gemengtheil vorhanden ist.

In einer dichten, mikrokrystallinischen, compakten oder auch rauh porösen Grundmasse liegen ausgeschie-

dene Krystalle von Sanidin, Hornblende, Nosean und Magnetitkörnchen.

Die vorherrschend gelbgrau oder grüngrau gefärbte Grundmasse besteht aus einem innigen Gemenge des in Salzsäure nicht löslichen Feldspathes, des Sanidins und einer in Salzsäure zersetzbaren Substanz, des Nephelins: noch mit einer aus der Zersetzung des Nephelins entstandenen zeolithischen Substanz gemengt. Die Grundmasse erscheint meist arm an porphyrischen Einsprenglingen oder diese sind so klein, dass sie nicht so bedeutend hervortreten. Das Mischungsverhältniss der die Grundmasse bildenden Gemengtheile ist sehr wechselnd, wie sich das in dem Verhältnisse von löslichen und nicht löslichen Bestandtheilen in derselben ausspricht, welches von 15—55 % der Gesteinsmasse schwankt. An der Mikrostruktur der Grundmasse nimmt weder amorphe, noch entglaste oder mikroaphanitische Substanz Theil, sie ist der Hauptsache nach mikrokrystallinisch zusammengesetzt, wenngleich das bei dem oft sehr zersetzten und völlig farblosen Zustand derselben nicht immer deutlich hervortritt. Sehr charakteristisch ist der Typus der an ausgeschiedenen Krystallen durchaus armen, leicht spaltbaren und schimmernden Phonolithe, z. B. von der Lausche bei Zittau, Milseburg i. d. Rhön, Kletschenberg in Böhmen u. A., welche unter dem Mikroskop als ganz aus über einander geschichteten, wasserklaren und scharfbegrenzten hexagonalen Nephelinkrystallen und Sanidin bestehend sich erweisen, zwischen welche hindurch kleine Hornblendesäulchen und Magnetit zerstreut liegen.

Der Sanidin, oft Karlsbader Zwillinge, ist meist zersetzt und zeigt ausgefranste, mit der Grundmasse wie verlaufende Contouren. Er ist oft reichlich mit Nephelinen erfüllt, die nach den Rändern zu gehäuft scheinen, seltener sind Hornblendemikrolithe, Magnetitkörnchen und mikroskopische Noseane. Glasporen sind weit häufiger, als Glaseinschlüsse. Plagioklas erscheint nur ausnahmsweise selten in den Phonolithen.

Der Nephelin, in der Grundmasse fast immer mikroskopisch erkennbar, mit recht- oder sechseckigen Quer-

schnitten, manchmal sehr scharf und deutlich, oft wegen seiner Kleinheit nicht leicht aufzufinden. Er ist nicht immer reichlich vorhanden, in den sanidinreicheren Phonolithen ist manchmal nur sehr wenig Nephelin enthalten, so dass ganz allmälige Uebergänge zwischen Trachyten und Phonolithen bestehen. Die Verhältnisse der Mikrostruktur und der Zersetzung, wie sie S. 70 besprochen, treten auch hier stets gut hervor. Hornblende erscheint ganz regelmässig in den Phonolithen, oft erst mit der Loupe oder unter dem Mikroskope sichtbar; in grösseren Individuen reich an Glaseinschlüssen, in winzigen, körnigen Mikrolithen oft im Gesteine verbreitet. Nosean in Dünnschliffen oder auch schon unter der Loupe sichtbar, je nach der Art seiner Umwandlung oft recht verschieden erscheinend, vorwaltend ein lichter, klarer Rand mit blaugrauem, stauberfülltem Kerne (S. 72). Auch die Zersetzungsvorgänge des Nosean's sind ganz gut zu verfolgen: bald ist das Centrum noch frisch, die Hülle schon zersetzt, bald ist das ganze Individuum in gelbe, fasrige Substanz verwandelt. Die grösseren, oft über 1 mm. grossen Noseane scheinen zuerst zersetzt zu werden, die kleineren und nur unter dem Mikroskope sichtbaren länger klar und frisch zu bleiben. Im Allgemeinen sind die noseanreichsten Phonolithe auch die meist verwitterten. Magnetit ist in allen Phonolithen vorhanden: Biotit häufig in sechsseitigen, glänzenden, braunen Täfelchen, Hauyn hin und wieder in schön blauen Körnern, Leucit manchmal reichlich, Tridymit in schuppig-krystallinischen Aggregaten und seltener noch Titanit, Olivin, Apatit, Titaneisen, Augit, Granat, Zirkon.

Man kann füglich die Phonolite nach dem jedesmal vorwaltenden Gemengtheile unterscheiden in: Feldspathphonolithe, deren Grundmasse nur ausgeschiedene Sanidin- und Oligoklaskrystalle enthält, Nephelinphonolithe, an Nephelin besonders reiche, Noseanphonolithe, die Nosean in Krystallen von deutlich dodekaëdrischen Umrissen meist neben Leucit enthalten, Hauynphonolithe, reichlich Hauyn in Krystallen und Körnern führend. Jedoch sind diese Unterscheidungen

weder ganz consequent, noch so erheblich wie die ähnlichen Gruppen der Basalte.

Die chemische Zusammensetzung eines Phonolithes vom Monte Nuovo in den phlegräischen Feldern nach Rammelsberg drückt ziemlich die mittlere normale Zusammensetzung aus: SiO_2 : 59.47, Al_2O_3 : 17.24, Fe_2O_3 : 4.33, MgO : 0.99, CaO : 3.10, K_2O : 8.01, Na_2O : 6.17, H_2O : 1.07, Cl : 1.03. Im Allgemeinen scheint es festzustehen, dass, je grösser der Kieselsäuregehalt eines Phonolithes, um so geringer der des auflösbaren Theiles und je höher der Wassergehalt, um so kleiner der unauflösbare Theil und um so specifisch schwerer ein Phonolith ist. Alle geben im Kolben mehr oder weniger Wasser und schmelzen vor dem Löthrohr leicht zu einem weissen oder grünlichen Email.

Der Phonolith besitzt eine grosse Neigung zu schiefriger, dünnplattiger Absonderung, so dass er sich leicht in schöne Tafeln spalten lässt, die hell klingen, wenn man sie mit dem Hammer trifft (Klingstein). Solche Platten werden im Mont Dore und anderswo auch zum Dachdecken benutzt. Dickschiefrige Phonolithe sowie auch vollkommen massige kommen gleichfalls vor. Die pseudoporphyrische Struktur ist am deutlichsten, wenn einzelne recht grosse Sanidin- oder Hornblendekrystalle als Einsprenglinge erscheinen, was jedoch im Allgemeinen selten ist. Auch amygdaloidische Phonolithe treten in einigen Gegenden auf. Jedoch sind die in ihnen vorhandenen und zum Theil wieder erfüllten Hohlräume nicht nur als Blasenräume anzusehen, sondern zum Theil durch Verwitterung gebildet, in manchen Fällen vielleicht durch Herauswittern von Hornblende. In den Mandelräumen erscheinen schöne Zeolithe: Apophyllit, Analcim, Natrolit, Phillipsit, Chabasit, Stilbit, Thomsonit, sowie auch Kalkspath und Aragonit. Wenn bei fortschreitender Verwitterung endlich die Grundmasse ganz erdig wird, so entstehen Phonolithwacken. Einschlüsse fremdartiger Gesteine fehlen auch den Phonolithen nicht. Sie zeigen manchmal eine ganz ausgezeichnete säulenförmige Absonderung, so die schön gegliederten Phonolithfelsen



der Roche Sanadoire, Tuillère und Malviale im Mont Dore. Sehr regelmässige, kegelförmige Kuppen, meist mit sehr steilen Abhängen und mit zackigen und klippigen Felsformen sind den Phonolithen eigen. In den Gebieten neuerer vulkanischer Thätigkeit, wie z. B. im südlichen Italien und auf den Canaren kommen auch stromartige Ergüsse vor.

Die vorzüglichsten Gebiete der Phonolithe sind: das nördliche Böhmen (Marienberg, Teplitzer Schlossberg, Milleschauer), in der Ober-Lausitz (Lausche, Limberg bei Zittau), ausgezeichnet im Hegau am Bodensee, wo die Kegel des Hohentwil, Hohenstaufen, Hohenkrähen daraus bestehen, im Westerwalde (Malberg u. A.), in der Eifel (Olbrück, Englerkopf bei Laach, Noseanphonolithe), am Heldburger Schloss bei Coburg; in Frankreich besonders im Mont Dore (Roche Sanadoire, Tuillière, Malviale, Puy de Montcey, Chaux Montgros bei Sallèdes), Cantal (Puy Griou, Griounaux, roche de Douzières im Thale von Falgoux und sehr häufig gangartig, endlich noch in dem durch treffliche Säulengliederung ausgezeichneten Phonolithplateau les Orgues de Bort) im Vivarais und Velay (Mont Mezenc, mont de l'Ambre, Gerbier de Joncs), die Phonolithlaven von Pianura und Monte nuovo in den phlegräischen Feldern; auch sehr verbreitet auf den Canaren (Teneriffe) und Capverdischen Inseln; auf der Insel St. Jago (am Mantrusberge), in Tripolis (am Tekut) u. a. O.

Das am Perlerkopf am Laacher See vorkommende Noseanmelanitgestein ist gleichfalls zu den Phonolithen zu rechnen; es ist ein feinkörniges Gemenge von Sanidin, Nosean, Melanit, Hornblende in langen Prismen. Der Nosean in schwarzgrauen deutlichen Dodekaëdern macht fast die Hälfte des Gesteines aus.

In einer neuerdings publicirten Arbeit hat Bořicky auf Grund seiner trefflichen Untersuchungen an den böhmischen Phonolithen diese sogar in 8 Varietäten eingetheilt. Es sind die folgenden: 1. Nephelinphonolithe: fast dichte Grundmasse, wesentlich Nephelin, makroskopisch Sanidin. 2. Leucitnephelinphonolithe: Grundmasse Leucit, Nephelin; augit-, amphibol-, magnetitreich, selten Sanidintäfelchen. Diese beiden Varietäten als Nephelinphonolith zusammengefasst. 3. Nephelin-

Noseanphonolithe (Hauynphonolithe): reichlich gelbliche Noseankörner, hier und da Hauyn, sparsam Sanidin, Augit, Amphibol, Titaneisen, Titanit. 4. Leucitnoseanphonolithe: Leucit, mikroskopisch und porphyrisch. 5. Sanidin-Noseanphonolithe: lichte, mehr oder weniger porphyrische Sanidine, durch Nosean weislich punktirt. Diese drei Varietäten bilden die Nosean-(Hauyn-)Phonolithe. 6. Nephelinsanidinphonolithe. 7. Oligoklas-Sanidinphonolithe: mit Plagioklas. 8. Sanidinphonolithe: Grundmasse Nephelin, Nosean, reich an Sanidin, zahlreich porphyrischer Sanidin. Diese drei werden als Sanidinphonolithe zusammengefasst. Ob eine solche weitgehende Eintheilung von allgemeiner petrographischer Bedeutung ist, mag zunächst unentschieden bleiben, ob sich bei den feinen Nüancirungen eine scharfe Trennung der einzelnen Gruppen überall wird durchführen lassen, ist kaum anzunehmen. Meist wird eine Sonderung in die drei Hauptabtheilungen zur Charakterisirung vollkommen genügen.

2. Hornblendeandesite.

Mit diesem Namen belegt man Gesteine, welche wesentlich aus einer Combination eines triklinen Feldspathes (Oligoklas oder Andesin) und aus Hornblende bestehen, deren weitere Eintheilung je nach der Gegenwart von Quarz in quarzfreie und quarzführende Hornblendeandesite geschehen kann. Der Name wurde zuerst von L. von Buch für Gesteine der südamerikanischen Anden gewählt, in denen in der That, wenigstens zum Theil nach den neuesten Untersuchungen der in solchen Gesteinen des Hochlandes von Quito (Ecuador) vorkommenden Plagioklase durch vom Rath, ein dem Andesin entsprechender, aus einer Mischung von 1 Mol. Albit und 1 Mol. Anorthit zusammengesetzter Feldspath auftritt. Hiernach erhält also diese Benennung wieder ihre völlige Begründung, wenn auch nicht alle Plagioklase dieser Gruppe dieselbe Constitution haben.

Quarzführender Hornblende-Andesit, auch Dacit genannt von seinem verbreiteten Vorkommen im alten Dacien, enthält in feinkörniger bis dichter Grundmasse kleine, weisse, zwillingsgestreifte Plagioklase, Sani-

dine, Nadeln von Hornblende und mehr oder weniger reichlich Körner von Quarz.

Die Grundmasse von brauner, graugrüner oder schwarzgrauer Farbe ist vorherrschend, auch unter dem Mikroskope als körnig oder schon einigermassen porphyrisch zu erkennen. Sie löst sich in ein aus winzigen Leistchen von triklinem Feldspath und Sanidin, sowie aus Mikrolithen von Hornblende und feinvertheilten Magnetitkörnchen bestehendes Gemenge auf. An der Zusammensetzung der Grundmasse betheiligt sich der Quarz fast nur, wenn er makroskopisch nicht sichtbar ist, wenn ihn aber der hohe Kieselsäuregehalt der Gesteine vermuthen lässt. Zwischen den Ausscheidungen der Grundmasse erscheint nur ganz sparsam hin und wieder glasige Basis, meistens scheint dieselbe ganz zu fehlen und daher die Grundmasse durchaus krystallinisch zu sein. Die Feldspathe, welche den charakteristischsten Theil der Einsprenglinge bilden, sind stets weitaus über die übrigen Gemengtheile vorherrschend, von ihnen ist wiederum der Plagioklas der herrschende, der Sanidin erscheint neben ihm immer nur untergeordnet und in kleinern Krystallen. Beide haben ein glasiges, rissiges Aussehen und sind oft nur optisch von einander zu unterscheiden. Die Grösse derselben ist sehr verschieden, Verwachsungen beider sind nicht selten. Das stete Vorherrschen des Plagioklases, der durchschnittlich $^2/_3$ ausmacht, begrenzt diese Gesteine scharf gegen die Trachyte. Die Feldspathe sind nicht immer frisch und glänzend, oft erscheinen sie matt und zersetzt. Die Plagioklase sind aber ganz gewiss nicht immer von gleicher Art. Wenn auch analytisch für manche die Zugehörigkeit zur Andesinreihe erkannt worden ist, so kommen auch solche vor, die sich mehr dem Oligoklas oder gar dem Labrador in ihrer Zusammensetzung nähern, z. B. ein Plagioklas aus dem Andesit des Illovathales in Siebenbürgen. Quarz makroskopisch in runden Körnern, aber auch scharfen Dihexaëdern, immer hell, weiss oder lichtgrau, stets mit Flüssigkeitseinschlüssen, Beloniten, Magnetitkörnchen etc. erfüllt. Hornblende von schwarzgrünlicher bis pechschwarzer

Farbe, selten heller gefärbt, oft schöne, glattflächige Krystalle, auch mit Zwillingsverwachsung. Die Durchschnitte zeigen deutlichen Dichroismus: grüngelb bis braunroth. Magnetit und Apatit ist ihnen immer eingeschaltet; ganz mikroskopische Hornblende ist sehr selten. Die Hornblende zeigt deutliche Zersetzungsvorgänge, die als Endresultat Chlorit oder auch Epidot zur Folge haben. Biotit ist neben Hornblende in allen quarzführenden Andesiten vorhanden, so dass er zuweilen gegen diese sogar vorherrscht. Er tritt in dünnen, hexagonalen Tafeln und kurzen Prismen auf. Augit ist in manchen Andesiten entschieden gar nicht vorhanden, jedoch erscheint er sehr sparsam in anderen. Magnetit ist nicht oft makroskopisch, aber unter dem Mikroskope stets in feiner, regelmässiger Vertheilung sichtbar. Apatit ist ein häufiger Bestandtheil, oft durch Feldspath und Hornblende in langen Spiessen hindurchgewachsen. Dagegen scheinen ganz zu fehlen: Olivin, Nephelin und Tridymit.

Die chemische Zusammensetzung der quarzführenden Hornblende-Andesite ist je nach dem Gehalte an Quarz besonders bezüglich der Kieselsäure sehr schwankend. Es kommen jedoch Fälle vor, wo auch bei niedrigem Gehalte an Kieselsäure dennoch Quarz vorhanden ist. Die mittleren Werthe sind etwa: SiO_2 : 66.10, Al_2O_3 : 14.80, FeO : 6.30, CaO : 5.30, MgO : 2.40, K_2O, Na_2O : 7.70, H_2O : 0.50. Spec. Gew. = 2.6. Der Natrongehalt überwiegt den Kaligehalt immer, so dass man fast sagen kann, wo eine Analyse den umgekehrten Fall zeigt, liegt entweder zersetztes Material oder irgend ein Fehler vor.

Man kann nach der Struktur die Hornblendeandesite mit Doelter in folgende Gruppen theilen:

Porphyrartige Dacite: in einer etwas härteren Grundmasse liegen Feldspathe, Quarz, Hornblende und Biotit. Dadurch, dass die Grundmasse zum Theil eine mikroaphanitische Struktur zeigt, werden Uebergänge in plagioklasführende Rhyolithe gebildet. Solche Gesteine kommen vor: zu Kisbanya, Nagyoklos bei Offenbanya, Kapnik u. a. in Ungarn, im Bogdangebirge und Kis Sebes am rechten Körösufer, zu Nagyag u. a. O.

Granitoporphyrische Dacite: Durch grosskörnige Ausbildung und das Zurücktreten der dichten oder feinkörnigen Grundmasse ausgezeichnet, die jedoch immer noch vorhanden ist. Quarz stets reichlich in Körnern und auch in Krystallen enthaltend. Im Gebiete von Rodna im Illovathal, sowie im Vlegyaszágebirge.

Trachytische Dacite: Die Grundmasse ist matt und erdig und enthält dieselben Ausscheidungen, Feldspathe, Hornblende, Quarz und Biotit: Am Zuckerhut bei Nagyag, am Szankoberge, am Kolžu Csoramuluj südlich von Offenbanya.

Biotitdacite, in denen Biotit vollkommen die Hornblende überwiegt und verdrängt, kommen in den Umgebungen von Rodna vor.

Quarzarme Dacite, die nur sehr wenig Quarz enthalten und den Uebergang bilden zu den vollkommen quarzfreien Andesiten, treten in der Umgegend von Schemnitz und des schon genannten Rodna auf.

Die Dacite sind vorzüglich in Siebenbürgen und Ungarn, an den angeführten und andern Orten verbreitet. Die Art des Vorkommens ist im Allgemeinen die der Trachyte, sie bilden kegelförmige Kuppen, Decken, Ströme und Gänge. In Steiermark erscheinen sie z. B. am Schlossberge von Wöllau, in den Euganäen am Monte alto und am Zovon unweit von Teolo; besonders ausgezeichnet sind auch die hierhingehörigen Gesteine des Kaukasus, das Gipfelgestein des Kasbeck, das Gestein von Besobdal, sowie am kleinen und grossen Ararat; in einer gewissen Verbreitung treten sie in den südamerikanischen Anden auf, wo neben quarzführenden auch quarzfreie Andesite nachgewiesen sind, so das Gestein vom Fusse des Vulkanes Mojanda zwischen Perucho und Puellaro, sowie auch in den vulkanischen Gebieten von Centralamerika: Nicaragua und Guatemala.

b. Quarzfreier Hornblendeandesit. In feinkörniger bis dichter Grundmasse von grauschwarzer oder dunkelbrauner, auch grüner Farbe liegen kleine, meist tafelförmige, schneeweisse oder grünlich weisse, gestreifte Krystalle von Plagioklas, schwarze Prismen von Horn-

blende, aber fast nie Sanidin und kein Quarz. Magnetit und Biotit treten vereinzelt hinzu, seltener ist der Augit. Olivin fehlt fast immer, ganz ausnahmsweise wurde Hauyn wahrgenommen. Mikroskopisch ist auch Nephelin nachgewiesen. Die meisten der typischen, auch unter dem Mikroskope ganz quarzfreien Andesite des Siebengebirges (Wolkenburg, Stenzelberg, Rosenau, Breiberg, Scheerköpfe) enthalten wohl auch etwas Sanidin in einfachen oder Karlsbader Zwillingskrystallen. Die Grundmasse erscheint unter dem Mikroskope als ein dichtes Haufwerk farbloser Feldspath- und grünlicher Hornblendemikrolithen, Glasbasis ist hin und wieder noch in denselben enthalten, jedoch müssen sie im Allgemeinen als durchaus arm an glasigen Resten bezeichnet werden; mikroaphanitische, körnig-entglaste Masse scheint ihnen ganz zu fehlen.

Die chemische Zusammensetzung der quarzfreien Hornblendeandesite ist im Mittel etwa die folgende: SiO_2 : 59.75, Al_2O_3 : 17.25, FeO, Fe_2O_3 : 7.57, CaO : 6.0, MgO : 1.30, K_2O : 3.10, Na_2O : 4.0, H_2O : 1.0. Sp. G. = 2.7—2.8.

Auch für die quarzfreien Hornblendeandesite ist Ungarn und Siebenbürgen ein ausgezeichnetes Gebiet. Unter der Bezeichnung der grauen oder der Grünsteintrachyte werden dieselben dort begriffen; solche grauen Varietäten kommen im Hargittagebirge vor, die Grünsteintrachyte besonders in der Gegend von Schemnitz, Rodna, Offenbanya, Nagyag. Diese letzteren haben manchmal eine grosse Aehnlichkeit mit gewissen Dioriten oder Porphyriten, besonders durch die auch den ausgeschiedenen Plagioklasen mitgetheilte grüne Färbung. Ausserdem sind noch anzuführen: Die genannten Punkte des Siebengebirges, Kelberg in der Eifel, Wenderoth in Nassau, Banow in Mähren, Sandec in den Karpathen, ein grosser Theil der trachytischen Gesteine von Centralfrankreich: vom Plateau Durbize, Rigolet-haut im Mont Dore, die Laven der Puys von Pariou, Louchadière, Volvic, von Liorant im Cantal; die Mulden von Taoro und Icod am Teyde auf Teneriffe und andere Inseln der Canaren; mexikanische und südamerikanische Laven vom Coseguina in

Nicaragua, vom Irazu in Costa Rica, endlich von den Vulkanen Gunung Merapi und Patua auf Java.

3. Porphyrite.

Unter diesem Namen lassen sich zweckmässig alle porphyrischen Gesteine zusammenfassen, deren Grundmasse aphanitisch, mikrokrystallinisch, entweder aus Plagioklas und Hornblende, also dioritischer Substanz, oder aus Plagioklas und Augit, also diabasischer Substanz besteht und deren Einsprenglinge grösser entwickelte Individuen derselben Mineralien sind: Plagioklas, Hornblende, oder dafür Biotit, oder Augit. Hiernach zerfällt die Gruppe der Porphyrite in zwei Klassen: Dioritporphyrite und Diabasporphyrite.

a. Dioritporphyrite.

In dichter brauner oder dunkelgrauer Grundmasse liegen Einsprenglinge von hellem, weissem oder röthlichem Oligoklas, von dunkler Hornblende oder statt deren auch von Biotit.

Je nachdem die Grundmasse mehr eine felsitische, also aus einem quarzhaltigen Gemenge bestehende oder vielmehr eine quarzfreie, lediglich aus einem mikrolithischen Gemenge von Oligoklas und Hornblende zusammengesetzte ist, kann man quarzhaltige und quarzfreie Dioritporphyrite unterscheiden. Es kann jedoch der Quarz auch in der Form ausgeschiedener Körner auftreten. Im Allgemeinen scheinen aber die quarzfreien Gesteine dieser Klasse die häufigeren zu sein. Die Struktur der Grundmasse dieser Porphyrite ist nie eine mikroaphanitische, wie bei den echten Porphyren, sondern vorherrschend durchaus krystallinisch, unter dem Mikroskope zeigt sich ein mikrokörniges Gemenge der einzelnen Bestandtheile. Nur ganz vereinzelt kommt mikroaphanitische oder gekörnt-entglaste Zwischenmasse vor, z. B. bei Ilefeld am Harze und in dem Porphyrit der südgrönländischen Insel Pardlät, ebenso selten sind allerdings hier und da beobachtete Reste von Glasmasse. Die Beschaffenheit und die mikroskopischen Verhältnisse der einzelnen Gemengtheile

stimmen im Allgemeinen mit dem bei den Dioriten Gesagten überein.

Nach den ausgeschiedenen makroskopischen Bestandtheilen unterscheidet man:

Plagioklasporphyrit: Sichtbar sind fast nur ausgeschiedene Oligoklaskrystalle. Dahin gehören: das Gestein von Ilefeld, die Porphyrite von Schönau und Langwaltersdorf in Böhmen, von Hohenelbe, die quarzführenden Porphyrite von Koliwansk im Altai; der früher als Labradorporphyr angesehene Porphyrit von der Insel Hochland, der in schwarzer Grundmasse graugrünen Plagioklas von andesinartiger Zusammensetzung enthält und meist glasführend ist; auch das von Tschermak als Quarzporphyrit bezeichnete Gestein vom Monte Bocche im Pellegrinothal bei Predazzo, welches in schwärzlich-grauer Grundmasse trüben, weissen Plagioklas, zahlreiche Quarzkörner und häufig etwas Biotit enthält.

Hornblendeporphyrit: Ausgeschiedene Krystalle oder Körner von Plagioklas und Hornblende. Dergleichen Gesteine kommen vor: zu Potschappel in Sachsen, Reichenstein in Schlesien; am Gienberg und bei Waldböckelheim im Nahegebiet, welche zersetzte Plagioklase und Hornblende und neben dieser wohl auch Augit, aber nur in Form von Mikrolithen, und in Drusen mitunter Tridymit führen; in der Umgegend von Dolgelly in Merionetshire und von Pwllheli in Caernarvonshire, endlich am Djebel Dokhan in Aegypten, der porfido rosso antico der Römer, in bluthrother Grundmasse zwillingsgestreifte, weisse oder röthliche Plagioklase und unbestimmte Hornblendenadeln enthaltend. Auch die dioritischen Gesteine von Quenast und Lessines in Belgien dürfen wohl am passendsten zu diesen Dioritporphyren gerechnet werden. Nach Renard's neuester Untersuchung enthalten sie in dichter felsitischer Grundmasse: Oligoklas, sehr wenig Orthoklas, Hornblende reichlich, Quarz oft in Dihexaëdern; mikroskopisch Epidot, Chlorit, Glimmer, Magnetit, Apatit, Titaneisen. Die Gesteine sind meist sehr zersetzt. Vrba beschreibt einen hierhin gehörigen Porphyrit von der Insel Pardlät in Süd-Grönland,

mit sehr spärlicher, aber zum Theil mikroaphanitischer Grundmasse, fleischrothem Feldspath und Körnern von Hornblende, nur spärlich in der Grundmasse verschwimmender Quarz.

Glimmerporphyrit. Als Ausscheidung erscheint hier neben Oligoklas, die Hornblende fast ganz verdrängend, Biotit. Diese beiden vertreten sich so durchaus, dass mannigfache Uebergangsgesteine sich finden. Solche Porphyrite treten auf: zu Wilsdruff bei Dresden, Triebischthal bei Meissen, an der Trostburg in Tyrol, im Granit des mittleren Böhmens, Gänge bei Holuschitz und Mirotitz, in den Vogesen an der Burg Schirmeck. Die Glimmerporphyrite sind meistens quarzführend.

Der chemischen Zusammensetzung nach schliessen sich die Dioritporphyrite im Allgemeinen den Dioriten an, wobei natürlich, wie auch bei diesen, der Quarzgehalt Schwankungen im Kieselsäuregehalt bedingen muss. Dieser geht von 59.3—68 %. Sp. G. = 2.6—2.74.

Die Porphyrite bilden Stöcke, Decken, Lager und Gänge, meist im Bereiche älterer Formationen.

An die Glimmerporphyrite reihen sich zwei Gesteine an, die denselben wohl ohne weiteres zugezählt werden dürfen, die aber von französischen Geologen unter eigenen Namen beschrieben werden: Kersanton und Kersantit. Das erstere Gestein zeigt in einer grünlich grauen Oligoklasgrundmasse Lamellen und Säulchen von braunem oder schwarzem Glimmer porphyrisch eingewachsen. Jedoch giebt es auch fast körnige, aus Oligoklas und Biotit gemengte Varietäten, welche als echte Glimmerdiorite gelten können. Das zweite Gestein ist ganz ähnlich und nur wegen eines zuweilen hinzutretenden Gehaltes an Hornblende eigens benannt. Solche Gesteine kommen in der Bretagne, den Vogesen und auch in Centralfrankreich, dort z. B. bei Bromont, unweit Pontgibaud, gangartig im talkigen Gneisse vor.

b. Diabasporphyrite.

In einer feinkörnigen bis aphanitischen Grundmasse, die wesentlich aus diabasischer, also plagioklas - augitischer Mengung besteht, liegen einzelne grössere Indivi-

duen derselben Mineralien: Plagioklas oder Augit als Ausscheidungen. Hiernach zerfallen die Diabasporphyrite in zwei Abtheilungen, die früher als Diabasporphyr oder Labradorporphyr und als Augitporphyr bezeichnet wurden, für welche aber die enge Beziehung zu den Diabasen vielleicht besser durch die Namen: Plagioklasdiabasit und Augitdiabasit ausgedrückt werden könnte.

1. Diabasporphyr (Plagioklasdiabasit). In einer feinkörnigen oder auch dichten, aphanitischen, grau- bis schwarzgrünen Diabasgrundmasse liegen neben vereinzelten Augiten vorherrschend Einsprenglinge von Plagioklas.

Die Grundmasse, welche auch unter dem Mikroskope als durchaus körnig, aus deutlich individualisirten Feldspath- und Augitkryställchen und Mikrolithen bestehend sich erweist, enthält nur ganz ausnahmsweise noch unbedeutende Reste von amorpher, glasiger Basis. In der Regel wiegt die Grundmasse über die Einsprenglinge vor. Die Plagioklaskrystalle, deren chemische Zusammensetzung sich bald dem Labrador, bald mehr dem Oligoklase nähert, zeigen immer die Zwillingsstreifung, wenn sie noch frisch sind. Sie erlangen selten eine besondere Grösse, sind oft innig mit der Grundmasse verwachsen und ihre Farbe ist durch eine chloritische Beimengung meist grünlich weiss. Orthoklase scheinen gar nicht vorzukommen. Augit von grün brauner oder schwarzer Farbe nur in vereinzelten, aber oft recht scharf krystallisirten Formen. Mit ihm in enger Beziehung steht eine lichtbraune, faserige Masse, die als Umwandlungsprodukt des Augites gelten kann, ein chlorit- oder auch serpentinartiges Produkt, welches auch in den Diabasen häufig ist, und für welches Vogelsang den Namen: Viridit eingeführt hat. An accessorischen Gemengtheilen sind die Diabasporphyre arm: Quarz nur sehr selten, Eisenkies, Magnetit, Kalkspath; häufiger sind Nester und Adern von Kalkspath, Quarz in verschiedenen Varietäten, Epidot, Axinit, Asbest und Glaukonit.

Die chemische Zusammensetzung der Grundmasse

des Diabasporphyr's von Morea (porfido verde antico) ist nach Delesse: SiO_2 : 53.55, Al_2O_3 : 19.34, FeO : 7.35, MnO : 0.85, CaO : 8.02, K_2O, Na_2O : 7.93, H_2O : 2.67. Der Plagioklas dieses Gesteines hat die Zusammensetzung: SiO_2 : 53.20, Al_2O_3 : 27.31, Fe_2O_3 : 1.03, MgO : 1.01, CaO : 8.02, K_2O : 3.40, Na_2O : 3.52, H_2O : 2.28, was ziemlich einem Feldspathe der Labradorreihe entspricht.

Solche Diabasporphyre sind nicht sehr verbreitet: Am Harz bei Elbingerode, in den Vogesen bei Giromagny und Belfahy, am Barnetjern bei Christiania, sowie zu Süd-Morea zwischen Lebetsova und Marathonisi (porfido v. a.) sind es jedenfalls echte labradorhaltige Gesteine. Dagegen scheinen die in den Lennegegenden von Westphalen in langen Zügen, und auch in Nassau und Sachsen auftretenden Diabasporphyre grösstentheils Oligoklas zu enthalten. Wo ihr Augitgehalt makroskopisch erkennbar ist, gehören sie dennoch jedenfalls hierhin, wenn auch für einige dieser Gesteine ihre bestimmte petrographische Definition noch nicht feststeht.

2. Augitporphyr (Augitdiabasit). In feinkörniger oder dichter, aphanitischer, schwarzgrüner oder grauschwarzer Grundmasse liegen vorherrschend kurzprismatische Krystalle von Augit, seltener und sparsam neben ihnen auch etwas Plagioklas.

Bei einigen dieser Gesteine ist in der Grundmasse noch Glasbasis vorhanden, wodurch solche Gesteine einen entschieden basaltischen Charakter gewinnen. Meist erscheint aber dieselbe als ein aus vorherrschend grünlichem Augit und Magnetit gebildetes Mikrolithengewirr mit nur spärlich zwischenliegendem Plagioklase. Daher rührt auch die sehr dunkle Farbe der Grundmasse. Die Augitkrystalle sind oft scharf ausgebildete, glattflächige und flächenreiche Combinationen, trotzdem dieselben fest in der Grundmasse eingewachsen sind. Aus der meist sehr basischen Zusammensetzung der meisten dieser Gesteine scheint sich der Plagioklas stets als Labrador zu ergeben, wenn er nicht vielleicht in einigen, noch hierhin gerechneten Gesteinen, Anorthit ist. Auch Olivin tritt nicht selten in den Augitporphyren auf, meist in zersetz-

tem und umgewandeltem Zustande, so dass er rostroth erscheint, wie in den typischen Augitporphyren des südlichen Tyrol's, z. B. von Latemar aus dem Val Maodié und von der Alp Giumella bei Predazzo.

Accessorisch erscheint in den Augitporphyren fast immer unter dem Mikroskope Apatit, Orthoklas vereinzelt, Calcit, daher das häufige Aufbrausen mit Säuren, Chlorit oder Chlorophäit, Eisenkies, sowie Pseudomorphosen von Grünerde nach Augit, so die bekannten des Fassathales von Pozza.

Die chemische Zusammensetzung eines Augitporphyres von Predazzo ist nach Holececk: SiO_2 : 48.79, Al_2O_3 : 20.37, Fe_2O_3 : 3.32, FeO : 5.17, MgO : 3.81, CaO : 7.63, K_2O : 2.28, Na_2O : 2.71, CO_2 : 2.97, H_2O : 1.94.

Der Augitporphyr, durchaus massig, erscheint in Gängen, strom- oder deckenartigen Massen, oft mit mandelsteinartiger, grossblasiger Struktur, auch mit ausgezeichneter säulenförmiger Gliederung, wie z. B. am Puflatsch in Tyrol. Ueberhaupt ist das südliche Tyrol die Gegend der typischen Augitporphyre, dort kommen sie bei Predazzo am Monte Mulatto, an der Giumella Alp, der Seisser Alp, bei Forno im Fleimserthal gangförmig im Kalkstein, auch noch bei St. Catharina im Grödenerthale vor. Im nördlichen Tyrol tritt am Wetterstein bei Lermoos Augitporphyr durch Jura auf. Ferner finden sich solche in Siebenbürgen bei Tekerö und Mihaleny, in der Umgegend von Holmestrand in Norwegen und auch im Ural.

Die Veränderungen, denen der Augitporphyr bei seiner allmäligen Verwitterung ausgesetzt ist, geben sehr verschiedenartige Umwandlungsprodukte. Schon das Vorkommen des stets sehr umgewandelten Olivins zeigt solche Vorgänge an. Als Resultat dieser Umwandlungen mag vorzüglich genannt werden: der Uralitporphyr, welcher am Monte Mulatto gegen Viezena hin so ausgezeichnet vorkommt. Die Augitkrystalle erscheinen im Innern mit jener faserigen Struktur und Spaltbarkeit, welche den Uralit auszeichnet, gleichzeitig ist aber auch der Feldspath zersetzt. Oft ist in den Uralitkrystallen noch ein Kern von unverändertem Augit wahrzunehmen. Tschermak

glaubt, dass der Augit mit der gekrümmten Endfläche, wie er gerade in diesen Tyroler Gesteinen häufig ist, eine gewisse Prädisposition zur Umwandlung in Uralit besitze. Solche Uralitporphyre kommen namentlich in grosser Verbreitung in der Gegend von Katharinenburg und Miask im Ural vor. Eine andere Umwandlung der Augitporphyre ist die zu einem Gemenge von Calcit mit Grünerde oder auch zu einem Epidotgestein. Endlich ist die mandelsteinartige Ausbildung gleichfalls eine Folge von Umwandlungsprocessen, welche in den Blasenräumen des Gesteines die mannichfaltigsten, oft durch Schönheit der Form ausgezeichneten Mineralbildungen veranlasst haben, durch welche das Fassathal den Mineralogen schätzenswerth geworden: Apophyllit, Prehnit, Thomsonit, Natrolith, Mesolith, Chabasit, Analcim, Laumontit, Desmin, Heulandit, Stilbit, Datolith, Fluorit, Calcit, eine ganze Reihe von Quarzvarietäten, Epidot, Delessit, Grünerde, gediegen Kupfer. Bemerkenswerth sind auch die in Begleitung der Augitporphyre Tyrol's auftretenden Tuffbildungen, von denen manche als eigentliche Eruptivtuffe und nicht als blos klastische Gesteine aufgefasst werden müssen (Tschermak).

4. Granitporphyr.

Als vollkommenster Typus dieser ganzen Gruppe von Gesteinen kann der Granitporphyr bezeichnet werden.

In einer sehr feinkörnigen, auch unter dem Mikroskope durchaus rein granitischen Grundmasse, die aus einzelnen Krystallkörnern von Quarz, Orthoklas, Hornblende oder Glimmer besteht, liegen grössere Krystalle von Orthoklas neben kleineren Oligoklas- und Quarzindividuen.

Das gegenseitige quantitative Verhalten der Gemengtheile der Grundmasse ist ein schwankendes, jedoch scheint im Allgemeinen der Quarz darin zu überwiegen. Neben den genannten fehlt aber dann fast nie eine chloritische Substanz und Magnetit. Der Orthoklas, meist in über Zoll grossen Krystallen von grauer, fleisch- und ziegelrother Farbe, meist deutliche Krystallformen und häufig Zwillinge bildend, erscheint in Dünnschliffen trübe, nur nach dem Inneren zu noch etwas klar und hell. In ihm sind bemerkenswerth Glaseinschlüsse, mit oder ohne Bläs-

chen, oft zahlreich bei einander liegend. Der Plagioklas, im polarisirten Lichte zwar gewöhnlich die bunte Streifung noch recht deutlich zeigend, ist immer klein, matt, von gelblicher oder grünlicher Farbe. Der Quarz in eckigen Körnern, kaum von über Erbsengrösse, grauweiss, muschelig brechend, nur selten Krystalle mit rauhen Umrissen. Er ist ausgezeichnet durch zahlreiche Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse, letztere mit sehr beweglicher Libelle, oft hunderte auf kleinstem Raum zusammenliegend. Der braune Glimmer der Grundmasse erscheint in Blättchen und Schuppen, regellos gerichtet. Mit Hornblende steht er in regelmässigem Wechselverhältniss, wo er zurücktritt, wird jene reichlicher. Die meist prismatischen Krystalle der Hornblende sind an Grösse verschieden, oft zersetzt und zum Theil in Chlorit verwandelt, so dass Formen vorkommen, die im Innern noch Hornblende, äusserlich aber schon Chlorit sind. Der Chlorit fehlt wohl nie, er bildet den färbenden Theil der Grundmasse und grünlichen Plagioklase, erscheint als Ueberzug über den Quarzkörnern und ist überall jedenfalls secundäres Gebilde. Magnetit ist ebenfalls verbreitet, Apatit unter dem Mikroskope fast in allen Granitporphyren vorkommend.

Der Granitporphyr von Altenberg in Sachsen hat nach Baranowski folgende Zusammensetzung: SiO_2 : 67.1, Al_2O_3 : 12.1, Fe_2O_3 : 8.7, CaO : 2.5, MgO : 1.6, K_2O : 5.3, Na_2O : 2.4, H_2O : 0.6.

In ganz besonderer Entwicklung erscheinen die Granitporphyre in Sachsen, vorzüglich in mächtigen, mehrere Meilen langen Gängen im Erzgebirge bei Altenberg und Dippoldiswalde und in der Leipziger Gegend bei Beucha und am Tummelberge. In der Gegend von Aschaffenburg treten sie bei Gailbach und Grünmoosbach auf, hier von Gümbel „Aschaffit" genannt. Fernere Vorkommen sind: Winterberg im Böhmer Wald, die Gegend von Rézbánya in Ungarn, Dognacska im Banat, im französ. Dep. der Loire in der Gegend von Boën, endlich auch im Granit-Gneissplateau von Centralfrankreich die Umgegend von Clermont, Riom, Thiers u. A. Die hornblende-

haltigen Gesteine dieser Art kann man von den glimmerhaltigen auch wohl durch den Namen Syenitgranitporphyr unterscheiden, ohne dass jedoch eine scharfe Abgrenzung der Gesteine unter einander möglich wird, da sie meist Glimmer und Hornblende gleichzeitig und immer nur untergeordnet führen.

Tschiervaporphyr nannte vom Rath eine Art des Granitporphyrs vom Piz Tschierva im Berninagebirge, der in einer grünlichen, mit dem Messer ritzbaren Oligoklasgrundmasse, meist bis Zoll grosse Orthoklaskrystalle, wenig Quarz in kleinen Körnern, kurze Prismen von schwarzgrüner Hornblende und selten kleine Schüppchen von dunkelgrünem Glimmer führt.

d. Durchaus krystallinisch-körnige Gesteine: Typus der Granite.

αα. Feldspathhaltige Gesteine.

1. Diorit.

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge, welches vorwaltend aus Plagioklas und Hornblende besteht. Je nachdem der Plagioklas Oligoklas oder Labrador ist, können die Diorite also in Oligoklas- und Labradordiorite eingetheilt werden. Hierzu können als eine dritte Art die quarzhaltigen Diorite kommen, wobei zu bemerken ist, dass dieselben weitaus seltener sind, als quarzfreie Diorite.

Oligoklasdiorit. Ein fein-, mittel- oder grobkörniges Gemenge von Oligoklas und Hornblende; die Farben der Gesteine sind je nach dem Vorwalten des einen oder anderen Gemengtheiles verschieden: grünlich, schwärzlich grün, grüngrau. Die Plagioklase meist noch ziemlich frisch und mit ausgezeichneter Streifung versehen, weiss oder grünlich gefärbt, oft aber auch trübe, matt und zersetzt. Orthoklas kommt neben Oligoklas gleichfalls untergeordnet in einigen Dioriten vor, z. B. an der Halsbrücke bei Freiberg, ziemlich constant und manchmal reichlich in den Dioriten von Süd-Grönland. Es giebt Diorite, die überhaupt an Feldspath ziemlich

arm sind und die dann wohl an dessen Stelle eine grünliche, wie amorph sich verhaltende Masse, oft von glasigem Aussehen besitzen, so z. B. der Diorit von Bösenbrunn im sächs. Voigtlande, von Freiberg u. A. Einschlüsse von Dampfporen, Glas und dergl. finden sich in den Feldspathen der Diorite nur spärlich. Wohl aber kommen Flüssigkeitseinschlüsse oft mit polyëdrischer oder rektangulärer Umgrenzung darin vor, z. B. im Diorit von der Patursock Bai in Grönland. Die Hornblende ist meist schwärzlich grün bis braungrün, erscheint in langen Prismen und unregelmässigen Körnern, oft dünn nadelförmig; unter dem Mikroskope erweist sich ihr Aufbau aus lauter schilfigen Subindividuen; sie enthält Dampfporen, Glaskörner, Mikrolithe, Magnetitstaub ist also im Allgemeinen reich an Einschlüssen. Apatit ist in klaren Prismen in fast allen Dioriten verbreitet, oft auf kleinem (1 □ Mm.) Raum zahlreiche (20—30) Individuen nebeneinander liegend oder durch einander gewachsen und aneinander gereiht. Manche Diorite enthalten neben der Hornblende auch schwarze und braune Glimmertäfelchen, so dass dadurch wirkliche Uebergänge zu Glimmerdioriten entstehen können. Chlorit ist durchaus verbreitet, fast constant vorhanden und bewirkt die grüne, in Salzsäure erblassende Färbung. Augit scheint nicht ganz in den Dioriten zu fehlen, ist aber jedenfalls recht selten.

Die chemische Zusammensetzung lässt sich im Mittel durch folgende Zahlen ausdrücken: SiO_2 : 51.0, Al_2O_3: 18.50, FeO : 11.0, CaO : 7.50, MgO : 6.0, K_2O : 2.50, Na_2O: 3.0 und ein geringer Wassergehalt.

Als accessorische Gemengtheile erscheinen Granat, Pistacit, Titanit, Titaneisen, Magnetit, Eisenkies, letzterer manchmal so häufig, dass man solche Gesteine als Pyritdiorite beschrieben hat, z. B. Gesteine, wie sie nach Daintree in der Colonie Queensland in Australien auftreten. Hier ist gediegen Gold ein bemerkenswerther Begleiter dieser Diorite.

Nach den Strukturvariationen kann man unterscheiden: normale Diorite mit fein- bis grobkörniger Aus-

bildung — dichte Diorite oder Dioritaphanite, unter dem Mikroskope immer als körnige Gemenge aufzulösen, die nur selten mikroaphanitische oder entglaste Basis zeigen, — Dioritschiefer, körnige oder aphanitische Gesteine, die eine unvollkommene schiefrige Spaltbarkeit zeigen, welche meist auf eine parallele Anordnung der Hornblendeprismen oder der Glimmerblättchen zurückgeführt werden kann. Zwischen diesen einzelnen Strukturvarietäten finden stets Uebergänge statt, so dass an einem und demselben Dioritvorkommen gleichzeitig alle Strukturverhältnisse sich zeigen können. Auch führen Uebergänge zu den Dioritporphyriten, indem einzelne grössere Krystalle von Plagioklas, Hornblende oder Glimmer als Einsprenglinge hervortreten oder einzelne Theile des Dioritgemenges sich verdichten.

Die sog. Ophite der Pyrenäen sind körnige bis dichte Gemenge von Hornblende mit Oligoklas, von grünlich schwarzer Farbe, ebenfalls echte Diorite, in denen jedoch die Hornblende gewöhnlich so überwiegt, dass dieselben als Uebergänge zu den Amphiboliten angesehen werden können. Fast in allen erscheint accessorisch Eisenglanz in kleinen Blättchen und Epidot in feinen Adern und Streifen, sowie Talkschuppen und Magnetit. Ihre Verbreitung ist in den Pyrenäen eine sehr bedeutende, sie erscheinen meist als isolirte kuppenförmige Berge nicht im Hochgebirge, sondern am Ausgange der tieferen Thäler auf französischer Seite: in den Umgebungen von Bagnères de Bigorre, bei Lourdes und Pau, auf spanischer Seite im Gistain und Cincathal. Aehnliche Gesteine erscheinen ganz untergeordnet auch in der Auvergne.

Labradordiorit. In dem Diorit von Schriesheim an der Bergstrasse, sowie in dem von Turdozak im Ural und in Dioritgeschieben der Umgegend von Berlin, also nordischer Abstammung, wurde der feldspathige Bestandtheil mit Sicherheit als Labrador erkannt, so dass wir in diesen Gesteinen sichere Vertreter dieser vielleicht weiter verbreiteten Klasse besitzen.

Quarzdiorite. Der Quarz ist in vielen dioritischen Gesteinen schon makroskopisch sichtbar, unter dem Mikroskope gelingt es, ihn in einer grösseren Reihe von

Gesteinen zu erkennen, so dass hiernach auch diese Abtheilung der Diorite eine grössere Ausdehnung besitzt, als man bisheran annahm. Eine scharfe Trennung erscheint allerdings nicht wohl möglich, da in einer und derselben Dioritmasse quarzfreie und quarzführende Parthien vorkommen und mit Uebergängen verbunden sein können. Der Quarz erscheint in den meisten dieser Diorite nur als eckige, abgerundete Körner, nie eine ausgeprägte Krystallgestalt. Reich an Quarz sind die wohl den Dioritporphyriten zuzuzählenden Gesteine von Quenast und Lessines in Belgien, welche nach Renard's Untersuchungen (S. 293) in Flüssigkeitseinschlüssen des Quarzes kleine Würfel von Chlornatrium führen, deren Bestimmung spectralanalytisch gelang. Quarzreich ist der Diorit von der Kuppe Doira na each auf der Insel Arran, von Weinheim im Odenwald, Liebenstein im Thüringer Wald, vom Lac d'Aydat in der Auvergne, Patursok-Bai und Frederikehaab in Süd-Grönland u. a. Im Allgemeinen scheinen wohl die glimmerreichen Diorite auch quarzreich zu sein, so die Glimmerdiorite von Clefçy in den Vogesen, zwischen Schönfeld und Schlaggenwald im Böhmischen Erzgebirge, von Plerneuf und Pont des îles bei Rennes in der Bretagne.

Als ein Quarzdiorit kann auch der sogenannte Tonalit vom Tonalepass in der Adamellogruppe in Tyrol angesehen werden, der ein meist recht grosskörniges Gemenge von schneeweissem Plagioklas, Quarz, schwarzbraunem Biotit und gräulich schwarzer, kurzprismatischer Hornblende ist. Quarz ist sehr reichlich in bis zu vier Linien grossen Körnern. Orthoklas, Orthit, Titanit, Magnetit kommen nach vom Rath accessorisch vor. Der Plagioklas hat entweder eine andesinartige Beschaffenheit oder es liegt eine Verwachsung von Oligoklas und Labrador vor.

Auch ein Theil der unter dem Namen Norit beschriebenen Gesteine, die Gemenge aus vorwaltendem Feldspathe mit Hornblende, Quarz und Glimmer darstellen, dürfen zu den Quarzdioriten gerechnet werden, wenn auch andere dieser Norite ihres Gehaltes an Diallag oder Hypersthen wegen den Gabbrogesteinen zugefügt werden müssen.

Die Lagerungs- und Absonderungsformen der

Diorite sind, von der vorher erwähnten Schieferung abgesehen, durchaus die eines massigen Gesteines. Am häufigsten erscheint er in Gängen, oft nach den Saalbändern aphanitisch und nach der Gangmitte zu deutlich granitisch ausgebildet. Mächtige, den Schichten anderer Gesteine parallel eingeschaltete Lager von Dioriten kommen gleichfalls vor. Er ist meist unregelmässig abgesondert, jedoch auch roh pfeilerförmig, bei der Verwitterung tritt eine schaalig-kuglige Absonderung hervor.

Die Verbreitung der Diorite ist im Allgemeinen keine sehr grosse, sie finden sich vorzüglich in den Gebieten der krystallinischen Schiefer, der Granite und der älteren Formationen; so im Harz an der Rosstrappe, im Thüringer Wald bei Ruhla und Ilmenau, in der Lausitz bei Bischoffswerda, im Fichtelgebirge, bei Weinheim im Odenwald (Glimmerdiorit), in Böhmen bei Chlumetz und Merotitz, bei Klausen in Tyrol, in der devonischen Formation eine Reihe von Kuppen bei Wissenbach in Nassau, gangförmig zu Boppard am Rhein und Kürenz bei Trier, in den Graniten der Vogesen, den Gneissen und Graniten der Auvergne, besonders in den Umgebungen des Lac d'Aydat, am Bernina in Graubündten, im Ural, in Canada und endlich in ziemlicher Verbreitung gangförmig im Granit an der Ost- und Westseite Süd-Grönlands am Urutokfjord, ein quarzreicher Glimmerdiorit auf der Insel Sedlevik und an anderen Orten.

2. Diabas.

Krystallinisch körnige Gemenge von Plagioklas mit Augit und Chlorit, sowie titanhaltigem Magnetit oder Titaneisen, meist von fein- bis mittelkörniger Struktur, die entweder quarzfrei oder quarzhaltig sind und darnach in zwei Abtheilungen zerfallen, die Diabase schlechthin und die Quarzdiabase.

Diabase. Die Mikrostruktur der Diabase ist eine rein krystallinische, an der weder glasige noch entglaste oder mikroaphanitische Basis irgendwie Antheil nimmt. Der Feldspath, der nach Dathe wohl in den meisten Fällen als Oligoklas und nicht als Labrador anzusehen

sein dürfte, wie man früher annahm, ist in den nicht sehr feinkörnigen Gesteinen mit blossem Auge, in den sehr feinkörnigen oder dichten unter dem Mikroskope an der polysynthetischen Streifung zu erkennen. Auch kommen zweifache, lamellare, sich unter einem Winkel von 86° 40′ durchkreuzende Zwillingsstreifungen vor. Aber in vielen Fällen ist der Plagioklas auch so trübe und undurchsichtig geworden, dass die Streifungen nicht mehr sichtbar sind. Das Vorkommen zweier verschiedener Plagioklase in demselben Gesteine, oder das Vorkommen von orthoklastischem Feldspathe neben dem Plagioklase ist bis jetzt nicht mit Sicherheit erwiesen. Der Augit erscheint in den Diabasen mit etwas anderem Habitus, als in den Basalten, nur selten zeigt er scharfe Formen, seine Farbe ist meist eine lichtbräunliche, röthlichgelbe oder auch lichtgelbe. Nicht selten erscheinen unter dem Mikroskope Zwillingsverwachsungen. Manchmal erscheint der Augit noch recht frisch, in den meisten Fällen aber ist er von zahllosen Rissen und Sprüngen durchzogen, die mit einer Umwandlung in Verbindung stehen. Auf diesen Sprüngen und an den Aussenrändern des Augites findet sich eine lauchgrüne, schuppige, seltener fasrige Substanz, die man wohl auch am besten als Viridit bezeichnet (S. 295), die nach und nach im Augite zunimmt, auch in den Feldspathen auftritt, so dass endlich nur mehr Reste oder Kerne von Augit übrigbleiben und auch der Feldspath durchaus davon durchdrungen erscheint. Endlich tritt der Viridit vollständig an die Stelle des Augites als förmliche Pseudomorphose nach diesem. Jedoch erscheint diese fasrige, schmutzig grüngefärbte Substanz auch als Zwischenmasse zwischen den Krystallen, oft wegen der fast fehlenden Polarisationserscheinungen wohl mit amorpher Masse zu verwechseln. Nach Gümbel, der diese für die Diabase geradezu charakteristische viriditische Substanz als Epichlorit bezeichnet, unterscheidet sie sich von Chlorit durch ihre leichte Zersetzbarkeit in Salzsäure. Biotit findet sich gleichfalls in einigen Diabasen. Apatit ist unter dem Mikroskope in einer grossen Zahl wahrzunehmen, häufiger in den grobkörnigen und körnigen,

seltener in den dichten Diabasen. Calcit fehlt den Diabasen fast nie und bewirkt ihr häufiges Aufbrausen mit Säuren, er ist jedoch immer ein secundäres, aus der Gesteinsumwandlung hervorgegangenes Produkt. Titaneisen vom Magnetit sehr wohl durch die eigenthümliche opake Zersetzungsmasse zu unterscheiden (S. 90), Magnetit in scharfen oktaëdrischen Krystallen, aber auch in körnigem Staube fein vertheilt und zu eigenartigen Aggregaten aneinander gereiht. Eisenglanz und Eisenkies gleichfalls in einigen Diabasen vorhanden. In den sog. Trappen des westlichen Schottlands und der Hebriden kommt mitunter auch Olivin vor.

Die chemische Zusammensetzung eines körnigen Diabases vom Reihersberg bei Zorge im Harz ist nach Schilling: SiO_2:44.60, Al_2O_3:18.74, Fe_2O_3:5.93, FeO:4.89, MgO: 6.15, CaO:12.56, Na_2O:4.20, H_2O:3.43. Sp. G. = 2.9.

Quarzdiabas. Diese sind gewöhnlich recht deutliche und grobkörnige Gemenge aus den Bestandtheilen: Plagioklas, Augit, Quarz, dazu meist Biotit, Titaneisen, Magnetit, Apatit, Eisenkies. Auch in diesen Diabasen ist die Association des Glimmers und Quarzes regelmässig, wie bei den Glimmerdioriten, in den Quarzdiabasen fehlt Biotit nie. Die Struktur der Quarzdiabase ist stets eine durchaus körnig-krystallinische ohne jegliche amorphe Zwischenmasse. Der Quarz tritt meist in bedeutender Menge auf, seine Körner haben dagegen selten über Stecknadelkopfgrösse, jedoch viele kleinere. Er ist immer reich an Flüssigkeitseinschlüssen, sowie an Apatit, Magnetit u. a. In einem Diabas von der Patursok-Bai in Grönland ist der Quarz von einer eigenthümlichen Zone von durcheinandergedrängten Mikrolithen eingefasst, die auch strangförmig in ihn eindringen, aber nicht näher bestimmbar sind. Auf Klüften der Diabase kommt mit Kalkspath auch secundär gebildeter Quarz vor. In den quarzreichen Trappen Schottland's scheint Olivin und Quarz sich gegenseitig auszuschliessen, so dass jener nur in den quarzfreien Gesteinen erscheint. Auf Grönland scheint sich diese Beobachtung zu bestätigen.

Die Zusammensetzung eines Quarzdiabases von der

Klemme bei Schweighausen in Baden ist nach Nessler: SiO_2;53.30, Al_2O_3:22.55, Fe_2O_3:2.96, FeO:6.32, MgO:0.35, CaO:3.85, Na_2O:1.29, K_2O:5.9, CO_2:2.86. Jedoch giebt es auch noch viel basischere Gesteine, z. B. die oben genannten Trappe der Hebriden, in denen dann der schon makroskopisch sichtbare Quarzgehalt sehr auffallend erscheint.

Nach der Verschiedenheit der Struktur lassen sich die Diabase, quarzfreie und quarzführende, in folgende Varietäten unterscheiden:

Körnige Diabase: ein echt granitisches Gemenge mit deutlich erkennbaren einzelnen Individuen: Ilmenau in Thüringen, Clausthal im Harz, Dillenburg in Nassau, Frederikshaab in Südgrönland u. a.

Diabasaphanit. Sehr feinkörnige oder dem blossen Auge dicht erscheinende Varietäten, von meist graugrüner, durch beigemengte chloritische Substanz bedingter Farbe. Viele dieser Aphanite sind sehr innig mit Carbonaten imprägnirt und gaben Veranlassung zur Aufstellung der Gruppe der Hemithrène durch Brongniart (kalkhaltige Grünsteine), die heute durchaus keine Bedeudeutung mehr hat. Diese kalkcarbonathaltigen Diabase brausen mit Salzsäure natürlich etwas auf. Die Aphanite sind oft ziemlich hart, mit muscheligem Bruch; sie zeigen alle Uebergänge in die körnigen Varietäten, seltener auch zu den Porphyriten. Dichte Diabase gehen durch fortschreitende Zersetzung in erdige sog. Aphanitwacke über. Die dichten Diabase sind z. B. am Harze zu Rübeland in Begleitung solcher Wacken vorhanden, zu Lichtenberg im Fichtelgebirge u. a.

Diabasschiefer: eine mehr oder weniger vollkommen schiefrige Gesteinsmasse von vorherrschend aphanitischer Beschaffenheit, durch Chlorit stets grün gefärbt. Unter der Bezeichnung grüne Schiefer häufig im sächsischen Voigtlande, Oberfranken, bei Kupferberg in Schlesien, in den Alpen und nach G. Rose auch im Ural.

Variolit. Eine dunkelgrüne, aphanitische Diabasgrundmasse umschliesst hirsekorn- bis nussgrosse kugelige Concretionen von weisslich grauer Farbe, aus concentrischen Lagen von Plagioklas mit Augit, Epidot und

Chlorit gemengt. Durch Verwitterung treten dann die Kügelchen an der Gesteinsoberfläche hervor und bewirken das pockennarbige Aussehen solcher Gesteine, welches zu der Benennung Blattersteine geführt hat. Einige der sogenannten Schaalsteine gehören vielleicht zu dieser Klasse von Diabasen. Solche Variolite kommen am ausgezeichnetsten in Savoyen und der Durance in Frankreich vor, dann auch im sächsischen Voigtlande, Fichtelgebirge, Oberfranken und Nassau.

Kalkaphanit. Mit diesem Namen belegt man diabasische Gesteine, die in einer dichten, durch Chlorit grüngefärbten Grundmasse runde Kügelchen von Kalkspath oft so dicht neben einander liegend enthalten, dass Kugel an Kugel gedrängt nur durch dünne Scheidewände der Grundmasse getrennt ist. Diese Kügelchen der Kalkaphanite zeigen auf den ersten Blick unter dem Mikroskope eine gewisse ähnliche Struktur wie die Circularsphärolithe, mit denen sie jedoch nichts gemein haben, als die Kugelform. Es wechseln darin verschiedene und verschieden beschaffene concentrische Lagen ab. Das Innere ist meist deutlich als krystallinischer Calcit zu erkennen, mit seinen Spaltungslinien und Zwillingslamellen, dann folgt eine grüne, durch Chlorit gefärbte, etwas faserige Zone, aber doch noch die Spaltungsstreifen des Calcites zeigend, die äusserste Zone ist immer von sehr feinfaseriger Beschaffenheit, worin nur selten ein grösseres Kalkspathkorn erscheint. Oft ist auch das ganze Kügelchen durch Chlorit gefärbt, aber eine Verschiedenartigkeit der einzelnen Zonen tritt auch dann hervor. Die ganze Erscheinung macht den Eindruck, als ob es eine in präexistirenden Hohlräumen geschehene concretionäre Bildung sei, zunächst auf Kosten und unter Zersetzung und Umwandlung der nächsten Theile der Gesteinsmasse selbst, daher die innige Verwachsung mit dieser. Die Kalkaphanite nehmen auch wohl eine schiefrige Struktur an und werden als Kalkaphanitschiefer bezeichnet. Solche Gesteine kommen besonders im Harze vor.

Diabasmandelsteine, grossblasige Diabase, deren Hohlräume mit Kalkspath, der durch Infiltration von

Aussen zugeführt wurde, erfüllt sind, kommen gleichfalls vor, müssen jedoch von den vorhergehenden Gesteinen getrennt werden, von denen sie die Beschaffenheit der Mandeln auch sofort unterscheiden lässt. Derartige Mandelsteine finden sich zu Hof in Bayern, in Nassau, in dem Dep. Haute Saone bei Foucogny in Frankreich, von wo sie unter dem Namen Spilit beschrieben worden sind.

Alle verschiedenen Diabasvarietäten sind durch Uebergänge mit einander verknüpft und zeigen in Bezug auf ihre Lagerungs- und Absonderungsformen durchaus die gleichen Verhältnisse. Es sind alle massige Gesteine ohne jede Spur von Schichtung. Am häufigsten erscheinen die Diabase in Lagern, die in den Nebengesteinen oft ganz regelmässig eingeschaltet sind und sogar mit denselben wechsellagern. Auch in Gängen und primären Kuppen treten sie auf: z. B. ein ca. 20 Fuss mächtiger Gang im Kalksteine des Fichtelgebirges, zahlreiche Gänge in Norwegen u. a. O. Die Absonderung ist meist eine unregelmässige, jedoch kommen auch kugelförmige, schaalige Absonderungen vor, z. B. an dem Diabasgange des Lionshead in der Nähe der Capstadt, Süd-Afrika, sowie säulenförmige, so bei Gräveneck in Nassau, besonders ausgezeichnet aber an sog. Grünsteinen im Connecticutthale Nord-Amerika's, hier vollkommen an Regelmässigkeit der Säulen dem Basalte vergleichbar.

Die Diabase zeigen eine weit grössere Verbreitung als die Diorite; zumal in Deutschland kommen sie in der sog. Uebergangsformation an einer Reihe zahlreicher Orte vor: Am Harz, in Nassau bei Dillenburg und Weilburg, in der Lenne- und Ruhrgegend Westphalens, bei Berneck im Fichtelgebirge, an vielen Orten Sachsens, z. B. bei Tharand, Nossen, Rosswein, in der Lausitz, im Thüringer Wald bei Friedrichsroda; in Böhmen, in Tyrol am Monzoni schöne, recht grobkörnige Varietäten, etwas uralitähnliche Hornblende und büschelförmige Gruppen von Turmalin enthaltend; bei Christiania in Norwegen, auf der canarischen Insel Palma, im Gebiete der huronischen Schieferformation von Nord-Amerika; in bedeutender Verbreitung nach E. Cohen im südlichen Afrika im Granit und Thon-

schiefergebiet bei der Capstadt und, wie es scheint, nordwärts bis zum Zambesiflusse; in Gängen im Granite auf König Christian IV. Land in Südgrönland und an der Badebucht daselbst; in der Colonie Queensland auf Australien. Echte Quarzdiabase sind u. A. die Gesteine von der schottischen Insel Arran, viele Lausitzer Diabase, z. B. von Wilsa bei Camentz, Neustadt bei Stolpen, Gōda und Stiebitz bei Bautzen, Herzogswalde bei Tharand in Sachsen, ein Diabas vom Zufluchts-Fjord in Süd-Grönland u. a.

Die im Fichtelgebirge in grösserer Verbreitung auftretenden Diabase der paläozoischen Formationen hat Gümbel, mehr nach ihren geognostischen Altersbeziehungen als auf Grund wirklich durchgreifender petrographischer Unterschiede in verschiedene Abtheilungen gebracht: die er Silurdiabas, Devondiabas und Lamprophyr nennt, der letztere ein Glimmerdiabas mit Augit und wenig Hornblende. Ausserdem zerfallen nach ihm ähnliche dortige Gesteine in Epidiorit (echte Diorite), Proterobas, Mittelgesteine zwischen Diabas und Diorit, und Leucophyr, eigentlich ein saussürithaltiger Diabas. Da diese Gruppirung vorzüglich geognostische Bedeutung hat und für die petrographische Bestimmung der Gesteine im Allgemeinen nur wenig Anwendung finden dürfte, so mag hiermit auf diese Arbeit selbst verwiesen werden. (Gümbel, die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges, München 1874.)

3. Gabbrogesteine.

Unter diesem Namen sollen alle Gesteine zusammengefasst werden, die im Wesentlichen aus einem Gemenge von Plagioklas oder Saussurit mit einem der Mineralien aus der Augitreihe: Diallag, Hypersthen oder Smaragdit bestehen. Im Allgemeinen lassen sich in dieser Gruppe zwei Gesteinsklassen unterscheiden: die echten Gabbros und die Hypersthenite.

Gabbro. Dieser ist ein granitisch-körniges Gemenge von Labrador und Diallag, an dessen Stelle jedoch auch Smaragdit treten kann. Je nachdem Olivin vorhanden ist, kann man noch Olivingabbros besonders abzweigen. Zwischen den einzelnen Gemengtheilen erscheint durchaus keine amorphe Basis oder

Zwischenmasse, auch die Mikrostruktur ist eine durchaus granitische. Der Labrador ist meist weiss und ziemlich glänzend, zuweilen bläulich; dass es wirklich Labrador ist, steht durch mehrfache chemische Untersuchungen fest, er wird von Schwefel- und Salzsäure zersetzt und ist leicht schmelzbar vor dem Löthrohr. Die meist leistenförmigen Individuen zeigen deutlich die lamellare Streifung. Sie enthalten oft schwarze, strichähnliche Nadeln eingelagert, so massenweise, dass sie dadurch trübe und undurchsichtig erscheinen. Vergl. über die Verhältnisse der Mikrostruktur des Labradors S. 44. Sehr oft zeigt derselbe eine fortgeschrittene Zersetzung, es durchziehen ihn grünliche, faserige Adern, undurchsichtige, weisse Körner treten in ihm hervor, er nähert sich durch allmälige Uebergänge der Beschaffenheit des Saussurites. Der Diallag erscheint in undeutlichen, tafelartigen Krystallen oder lamellaren Individuen mit vollkommener orthodiagonaler Spaltbarkeit, grau, braun, olivengrün; auf den Spaltungsflächen perlmutterartiger, metallischer Glanz. Die Mikrostruktur S. 52. Nicht selten ist er von einer Rinde von Hornblendeindividuen eingefasst, die mit ihm nach Hauptaxe und Spaltungsfläche parallel orientirt sind. Der Smaragdit erscheint in grasgrünen, glänzenden, körnigen oder faserigen Parthien, Diallag und Smaragdit kommen nicht in denselben Gabbros vor, so dass man hiernach dieselben gleichfalls petrographisch theilen könnte. Smaragditgabbros finden sich namentlich in Italien bei Florenz, Genua und auf Corsika. Ein sehr charakteristischer Bestandtheil vieler Gabbros ist der Olivin, in Körnern von schmutzig dunkelgrüner Farbe, oft an Quantität den Diallag überwiegend. Unter dem Mikroskope zeichnen sich die Olivine der Gabbros vor anderen durch einen ausserordentlichen Reichthum an Mikrolithen aus: schwarze Nädelchen, die oft hackenförmig gebogen und geknickt und zu stern- und gitterförmigen Gebilden gruppirt scheinen. Der Olivin erweist sich oft als ganz frisch, zeigt jedoch auch faserige Umwandlungszonen.

Accessorisch kommen in den Gabbros vor: Horn-

blende, zuweilen in kurzen Prismen, Augit, manchmal in eigenthümlicher Verwachsung mit Hornblende oder auch mit Diallag, Biotit in braunen Blättern mit zuweilen gesetzmässig in drei unter 60° sich schneidenden Richtungen eingelagerten Blättchen von Eisenglanz oder einem zweiten Glimmer; Granat, Serpentin, Magnetkies, Eisenkies, Magnetit, Talk in mikroskopischen Blättchen, Quarz nur sehr selten, z. B. im Gabbro des Radauthales im Harz. Auf Nestern und Schnüren Kalkspath und Quarz.

Die chemische Zusammensetzung des olivinfreien Gabbro's von Martinsbruck im Innthal ist nach Bunsen: SiO_2 : 51.35, Al_2O_3 : 19.82, FeO : 14.95, MgO : 4.14, CaO : 3.51, K_2O : 2.52, Na_2O : 3.69, H_2O : 1—2 %.

Die Zusammensetzung des Olivingabbro's von Buchau in Schlesien ist nach vom Rath: SiO_2 : 50.08, Al_2O_3 : 15.36, FeO : 6.72, MgO : 9.99, CaO : 14.90, K_2O : 0.29, Na_2O : 1.80, Glühv. : 1.27. Beide Arten der Gabbros zeigen hin und wieder mit Säuren ein Aufbrausen, was auf beigemengte Carbonate schliessen lässt.

Die Gabbros sind massige, unregelmässig zerklüftete Gesteine, oft mit unvollkommen schiefriger Struktur und mit einer Art Schichtung versehen. Sie bilden mächtige Stöcke und Gangstöcke in Graniten, Gneissen und Glimmerschiefern, sowie im Gebiete der paläozoischen Formationen, selten von grosser Ausdehnung und Erstreckung. In Ober-Italien und auf der Insel Mull kommen sie auch im tertiären Gebiete vor. Mit dem Serpentin, der aus der Umwandlung olivinreicher Gabbros hervorgehen kann, erscheinen sie häufig in engem Lagerverbande, so dass oft schwer die Grenze zwischen beiden zu ziehen ist.

Olivinfreie Gabbros kommen in Schlesien am Zobten, an den Schlumpser und Schlegelser Bergen bei Neurode vor, im Harze im Radauthale, am Wolfgangssee im südl. Tyrol, bei Ronsberg in Böhmen, an der Bernina und am Julier in Graubündten, bei Le Prese im Veltelin, im Wallis, in den südl. Alpen bei Recoaro, zu Hozémont in Belgien (hier früher von Dumont für Hypersthenit gehalten), auf der Insel Cypern, am Eingange des Lichtenau - Fjordes

in Süd-Grönland u. A. Die Umgegend von Florenz, die Küste von Genua und Livorno und Corsica sind durch das Auftreten der Smaragditgabbros ausgezeichnet. Echte olivinhaltige Gabbros kommen vor: zu Buchau bei Neurode, im Persanyer Kalkgebirge in Siebenbürgen, zu Valeberg bei Kragerö u. a. O. in Schweden und Norwegen, auf den Inseln Mull und Skye (Schottland) u. m.

Saussüritgabbro. Ein körniges Gemenge von Saussurit mit Diallag oder Smaragdit.

Der Saussurit besteht aus kleinen Krystallen und Körnern, die farblos oder grasgrün in einer scheinbar hyalinen Grundmasse liegen, die aber im polarisirten Lichte als ein krystallinisches Aggregat erscheint. In der Masse stecken auch grüne Hornblendenadeln, die wohl die grüne Farbe des an sich farblosen Minerales bewirken. Auch der Diallag erscheint von Hornblendenadeln durchspickt, oft wie ein regelloses Aggregat von Augit und Hornblendeindividuen. Eine scharfe Trennung des Saussuritgabbros von den Labradorgabbros erscheint wegen der vielfachen Uebergänge von Labrador zu Saussurit kaum durchzuführen. Gut charakterisirte Saussuritgabbros haben sich bis jetzt gefunden: zu Rosswein in Sachsen, Rauris im Salzburgischen (hier Flüssigkeitseinschlüsse im Diallag), am Genfer See, zu Marmels in Graubündten, Imprunetta in Toskana, Bergen in Norwegen, auf den Nicobaren. Das von Gümbel: Leucophyr genannte Gestein aus dem Fichtelgebirge (S. 310) gehört vielleicht auch hierhin.

Hypersthenit (Hyperit). Dieser ist ein granitisch-körniges Gemenge meist vorwaltenden Labradors mit Hypersthen.

Der Labrador hat meist graue oder blaue Farbe, ist oft von ziemlicher Grösse mit deutlicher Zwillingsstreifung. Die Individuen des Hypersthens zeigen den kupferrothen, metallartigen Glanz auf der Hauptspaltungsfläche, und sind von brauner oder schwarzbrauner Farbe. Ueber seine Mikrostruktur siehe S. 55. Accessorisch erscheint Hornblende immer in derselben regelmässigen Verwachsung, wie im Diallag der Gabbros, titanhaltiger

Magnetit in Körnern und Oktaëdern, Eisenkies, Granat, Glimmer, Apatit vereinzelt.

Die chemische Zusammensetzung eines typischen Hypersthenites von Penig in Sachsen ist nach Bunsen: SiO_2: 49.90, Al_2O_3: 16.04, Fe_2O_3: 7.81, CaO: 14.48, MgO: 10.08, K_2O: 0.55, Na_2O: 1.68, H_2O: 1.46.

Die Hypersthenite sind massige Gesteine, stets ungeschichtet, im Ganzen jedoch nur von geringer Verbreitung: gang-, lager- und stockförmig auftretend, bei den Gängen nach den Saalbändern zu eine dichtere Struktur zeigend. Sie erscheinen vorzüglich in Gesteinen älterer Perioden, so im Granulit bei Penig in Sachsen, zu Friedrichsroda in Thüringen im Granit, lagerartig zwischen den Schichtgesteinen des Devons oder auch gangförmig zu Dillenburg und Weilburg in Nassau, zu Komarow, Beraun und Plass in Böhmen, Elfdalen in Schweden, Farsund in Norwegen. Besonders ausgezeichnet auf der Paulsinsel an der Küste von Labrador, sowie zu Igaliko in Grönland.

Das Gestein von St. Egidi in Südsteiermark, welches aus Plagioklas, Sanidin und Hypersthen besteht, ist als Hypersthen-Andesit S. 252 aufgeführt. Als Gabbronorit wird das aus einem Gemenge von Plagioklas, Orthoklas, Hypersthen oder Diallag mit etwas Quarz bestehende Gestein von der norwegischen Insel Hitteroe bezeichnet.

4. Anorthitgesteine.

Diese durch ihren Anorthitgehalt ausgezeichneten Gesteine hätten sich füglich auch den drei zuletzt betrachteten Gesteinsgruppen unterordnen lassen. Da jedoch der hier als wesentlicher Gemengtheil auftretende Feldspath als eine selbstständige Species von den kalknatronhaltigen Mischlingsfeldspathen doch gewiss zu trennen ist, so erscheint es richtiger, diese Gesteine auch zu einer selbstständigen Gruppe zusammenzufassen und ihr die den vorhergehenden Gesteinsklassen entsprechenden Unterabtheilungen zu subordiniren. Sonach unterscheiden wir: Anorthitdiorit oder Corsit, Anorthitdiabas

oder E u k r i t, A n o r t h i t g a b b r o, Schillerfels, Forellenstein (vielleicht T r o k t o l i t, τρωκτη, Forelle).

C o r s i t. Der Corsit ist ein durchaus granitisches, körniges Gemenge von vorwaltendem grau-weissem Anorthit und schwärzlich - grüner Hornblende, auch wohl etwas Quarz, Biotit, Magnetit und Eisenkies.

Der A n o r t h i t, durch seine leichte Zersetzbarkeit in Säuren besonders ausgezeichnet, mit etwas fettglänzender, weisser oder grünlicher Farbe, erscheint deutlich triklin gestreift. Mit der in bis Zoll grossen Individuen vorhandenen H o r n b l e n d e ist er innig verwachsen, oft in sehr grosskörnigem Gemenge. Bemerkenswerth ist eine Neigung zu radialstrahliger Gruppirung. Hierdurch werden oft rundliche Concretionen gebildet von 1—3 Zoll Durchmesser, deren Struktur aber auch durch eine concentrisch lagenweise Anordnung der beiden Gemengtheile bedingt sein kann. Anorthit und Hornblende ist in denselben durchaus in wechselnder Menge vorhanden. Am ausgezeichnetsten ist diese Struktur an dem sog. Kugeldiorit von Sartene auf Corsika. Ein grobkörniges Gemenge von Anorthit, Hornblende, mit wenig Quarz, welches gangförmig bei Poudière am Lac d'Aydat in der Auvergne auftritt, verräth gleichfalls eine Neigung zu solchen radialsphärolithischen Concretionen.

Die chemische Zusammensetzung des ziemlich typischen Gesteines von Poudière ist nach v. L.: SiO_2 : 44.72, Al_2O_3 : 21.20, Fe_2O_3 : 7.32, CaO : 13.62, MgO : 9.98, Na_2O, K_2O : 2.21, H_2O : 0.76. Sp. G. = 2.89. Die Zusammensetzung des Feldspathes dieses Gesteines ist: SiO_2 : 44.26, Al_2O_3 : 34.51, Fe_2O_3 : 2.31, CaO : 15.82, MgO : 1.22, Na_2O, K_2O : 1.52, H_2O : 0.98, also das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 4,3 das eines normalen Anorthites. Das Gestein besteht aus etwa 60 % Hornblende und 40 % Anorthit.

Ein ähnliches Gestein dürfte das am Konschekowskoikamen bei Bogoslowsk im Ural vorkommende sein. Auch das grosskörnige Gestein vom Nordabhange der Rothenburg im Kyffhäuser ist ähnlich. Ferner gehören hierhin: ein Gestein von Przibram in Böhmen, gewisse Gesteine aus dem Beaujolais, Gesteine von Yamaska-

mountain in Canada; Auswürflinge vom Pico das Camarhinas auf San Miguel, einer der Azoren, scheinen einer Anorthit-Hornblendelava anzugehören.

Eukrit. Dieser ist ein fein- bis grobkörniges Gemenge aus Anorthit und Augit in wechselndem Mengenverhältniss, wie es z. B. in den Gesteinen vorhanden zu sein scheint, welche im Carlingford-Distrikt Gänge im Kohlenkalke bilden. Diese bestehen aus weissem Anorthit und graugrünem Augit, 62 % des ersteren auf 38 % des letzteren, und haben folgende chemische Zusammensetzung: SiO_2 : 47.52, Al_2O_3 : 28.56, FeO : 7.23, CaO : 15.44, MgO : 1.48 (ohne Alkalien). Sp. G. = 2.76. Ein echter Eukrit mit grosskörnigem Gefüge aus braunem Augit und weissem Anorthit bestehend, kommt nach Des Cloizeaux zu Hammerfest im Norden Norwegens vor.

Als echte Eukritlava ist diejenige am Hekla, nordwestlich zum Flusse Thjórsá hin ergossene zu bezeichnen, deren Feldspath gesondert untersucht und als Anorthit erkannt wurde, deren Grundmasse aus Anorthit und Augit besteht, in der grössere krystallinische Parthien inneliegen. Auch auf Java kommen Anorthitlaven vor und Fouqué hat Einschlüsse einer älteren grauen Lava in den neueren Laven auf Santorin gleichfalls als ein Anorthit-Augitgestein mit Titanit, Olivin und Magnetit erkannt.

Solche lavischen Gesteine, deren Feldspath Anorthit ist, gehören zweifellos eigentlich nicht hierhin, sondern müssen, da es an Glasbasis gewiss sehr reiche Gesteine sind, entweder bei den Augit- oder Hornblendeandesiten Platz finden. Nur ihre geringe Bedeutung schien ihre Erwähnung hier zu gestatten.

Mit dem Namen Teschenit sind Gesteine bezeichnet worden, die gewissermaassen zwischen Eukriten und Corsiten in der Mitte stehen: Es sind deutliche, fein- bis grobkrystallinische Gemenge von Anorthit, Hornblende oder Augit, jedoch zeichnet sie ein Gehalt an Analcim aus, der in inniger Verwachsung mit dem Anorthit erscheint. Man könnte sonach wohl Corsit-Teschenite und Eukrit-Teschenite unterscheiden.

Der Analcim erscheint mit deutlicher, tesseraler

Spaltbarkeit in wechselnder Menge und ist oft so innig mit dem Anorthit verwachsen, dass man beide kaum getrennt herauszulesen vermag. In diesem Gemenge treten oft 2 Zoll lange Hornblendeprismen von schwarzer Farbe auf, so dass diese Art von Gesteinen einen sehr auffallenden Habitus besitzt. Ganz in der Nähe erscheinen dann Gesteine mit eben so grossen Augitprismen. Accessorisch treten auf: Magnetit, Biotit, Apatit und kleine Mengen von Zeolithen. Es kommen jedoch auch feinkörnige Teschenitvarietäten vor. Mit dem Pikrit (siehe diesen) steht er in engem Verbande, tritt an denselben Punkten auf und zeigt Uebergänge in ihn. Gegend des Vorkommens ist Teschen und Boguschowitz in Oestreich. Schlesien.

Troktolit (Anorthitgabbro). Unter dieser Bezeichnung verstehen wir Gesteine, welche aus einem Gemenge von Anorthit, einem augitischen Minerale (Diallag, Enstatit, Bronzit oder Bastit) und Olivin oder dessen Umwandlungsprodukt Serpentin bestehen.

Ein typisches Gestein dieser Art ist der sog. Schillerfels von Reps im Altthale in Siebenbürgen, ein dunkelgrünes, weiss punktirtes Gestein, welches aus schwarzgrünem, feinkörnigem Olivin, aus sehr deutlich spaltbaren, grossen, olivengrünen bis tombakbraunen Partikeln von Diallag und Bronzit und aus weissen Körnern von Anorthit besteht. Der Olivin ist zum Theil in Serpentin umgewandelt, Magnetit ist durch das Gestein fein vertheilt. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines ist nach J. Barber: SiO_2 : 42.77, Al_2O_3 : 7.48, Fe_2O_3 : 3.34, FeO : 4.79, MgO : 30.11, CaO : 6.50, K_2O : 0.10, Na_2O : 0.50, H_2O : 3.28.

Das Gestein von Neurode in Schlesien besteht gleichfalls aus einem dunkelgrünen Gemenge von weissem Anorthit, Olivin, Serpentin und Diallag und ähnlich ist das Anorthitgestein von Resinar bei Hermannstadt in Siebenbürgen. Der bekannte Schillerfels vom Radauthal im Harz besteht aus Anorthit, Enstatit, Bastit, Serpentin, Olivin, Magnetit, Picotit; der noch unversehrte Olivin erscheint unter dem Mikroskope fast farblos, aber noch

mit erkennbaren rhombischen Querschnitten, die Picotitkörner erscheinen als kleine Quadrate mit abgestumpften Ecken, liegen braun durchscheinend in den Anorthiten; die Gegenwart von Chrom unterstützt ihre Deutung. Reich an Serpentinkörnern, aber auch noch frischem Olivin, ist auch der Forellenstein von Volpersdorf in Schlesien. Das Gabbrogestein von Uldkjen bei Drammen in Norwegen ist auch wohl ein Anorthitgabbro. Im Granitgebiete zu Schriesheim an der Bergstrasse setzt gangförmig ein dunkelgrüner Schillerfels auf, porphyrartig durch zahlreiche Blätter von Bastit und nach der Analyse wohl ein Anorthitgestein.

5. Qrthoklaseläolithgesteine.

Diese Gruppe von Gesteinen ist im Allgemeinen als die Analogie der Phonolithe mit ihrem Nephelingehalte anzusehen. Sie bestehen wie diese vorzüglich aus dem monoklinen Feldspathe, der hier Orthoklas ist, aus Eläolith, der meist derb vorkommenden Varietät des Nephelins und aus einem dritten Bestandtheile, der variirt und entweder Hornblende, Glimmer, Sodalith, Zirkon oder Eudialyt sein kann. Hiernach unterscheidet man folgende Gesteine: Foyait, Miascit, Ditroit, Zirkonsyenit und Eudialytsyenit. Die enge Zusammengehörigkeit dieser Gesteine ist nicht nur durch die beiden constanten wesentlichen Gemengtheile ausdrücklich gekennzeichnet, sondern spricht sich auch in den accesorischen Gemengtheilen zum Theil aus, die diese Gesteine zu den Fundstätten der seltensten Mineralien machen. So erscheint auch die Benennung dieser Gruppe eine einheitlichere sein zu sollen. Wollte man für die Composition der phonolithischen Bestandtheile: Orthoklas und Eläolith (die norwegische Varietät Phonit nach Des Cloizeaux) die Bezeichnung Orthophonit adoptiren, so würde man diese Gesteine als Amphibol-, Biotit-, Zirkon- u. s. w. Orthophonite bezeichnen.

a. Foyait (Amphibolorthophonit). Ein krystallinisch grobkörniges Gemenge von Orthoklas, Eläolith und Hornblende. Der Orthoklas ist bedeutend vorherrschend, der

Eläolith zeigt sechsseitig umgrenzte rothbraune Individuen, die schwarzgrüne Hornblende erscheint in einzelnen Säulen. Accessorisch: Magnetit, Titanit, Eisenkies und Biotit. Auch porphyrartige und sogar aphanitische Varietäten kommen vor.

Das Gestein findet sich an den Bergen Foya und Picota im Monchique-Gebirge in der Provinz Algarve in Portugal.

b. Miascit (Glimmerorthophonit). Ein meist grobkörniges, durchaus granitartiges Gemenge aus Orthoklas, Eläolith und schwarzem Glimmer mit etwas Quarz. Der Orthoklas ist stets vorherrschend, weiss oder lichtgrau, der Eläolith fast quarzähnlich, gelblichweiss mit geringem Fettglanz, der Glimmer lauchgrün durchscheinend. Sehr charakteristisch und die Verwandtschaft mit den Ditroiten ausdrückend ist der Gehalt an blauem Sodalith. Den Zirkongesteinen dieser Gruppe nähert sich der Miascit durch die Gegenwart von Zirkon, jedoch von einem andern, dem oktaëdrischen Habitus, sowie durch die accessorischen Gemengtheile: Ilmenit, Wöhlerit, Cancrinit, Davyn, Pyrochlor, Aeschynit, Apatit, Fluorit, Monazit, Magnetit.

Diese Gesteine erscheinen in bedeutender Verbreitung in der Gegend von Miask im Ilmengebirge. Ein aus Orthoklas, Eläolith, schwarzem Glimmer, Plagioklas, Zirkon und Sodalith bestehendes Gestein kommt nach Kimball im Porphyrit von Salem (Massachusets) vor.

c. Ditroit (Sodalithorthophonit). Ein grob- bis kleinkörniges Gemenge von Orthoklas, Eläolith, Cancrinit und Sodalith, auch einen Plagioklas, wenig schwarze Hornblende, Magnetit und Titanit enthaltend. Der Sodalith graublau oder tiefblau gefärbt, erscheint in oft über Zoll grossen, krystallinischen, stark durchscheinenden Massen mit granatoëdrischer Spaltbarkeit. Der blassfleischrothe Cancrinit kann als ein durch Aufnahme eines Kalkgehaltes veränderter Eläolith gelten. Dieses Gestein kommt bei Ditro im östlichen Siebenbürgen vor. Daselbst treten im Orotavathale ähnliche Gesteine mehrfach auf, die auch in ihren accessorischen Gemengtheilen sehr dem schwedischen Zirkongesteine gleichen. Auch bei Ditro, nord-

östlich vom Piritskerberg, erscheinen diese Gesteine in Verbindung mit Hornblendeorthophoniten.

d. Zirkonsyenit (Zirkonorthophonit). Dieser ist ein meist grosskörnig-krystallinisches Gemenge von Orthoklas, Eläolith, Zirkon, mit nur spärlicher Hornblende.

Der Orthoklas bildet meist Individuen von beträchtlicher Grösse, oft mit schön bunt schillernder Farbenwandelung. Derselbe enthält zahlreiche Lamellen von triklinem Feldspathe eingeschaltet und wurde von Breithaupt Mikroklin genannt. Andere Orthoklase erscheinen braun oder gelblich roth, wie zersetzt aussehend. Neben Orthoklas ist untergeordnet auch Plagioklas vorhanden. Der Eläolith ist durch seinen Fettglanz ausgezeichnet, Hornblende zwar vereinzelt, aber in grossen, dunkelblauschwarzen Individuen. Der Zirkon meist roth oder braun gefärbt, erscheint vorzüglich lang prismatisch ausgebildet. Natrolith ist auch in diesem Gesteine, wie in den Phonolithen, als Zersetzungsprodukt des Eläolithes vorhanden. Der nur hin und wieder accessorisch auftretende Quarz ist ganz besonders reich an recht grossen Flüssigkeitseinschlüssen, wie kein anderer, in denen auch Würfel von Chlornatrium beobachtet wurden.

Ausgezeichnet ist dieses Gestein durch seinen grossen Reichthum an accessorischen Gemengtheilen, die zum Theil zu den seltensten Mineralien gehören. Etwa 50 Mineralien, darunter 34 sehr seltene Silicate, 31 verschiedene Elemente vertretend, lassen sich aufzählen, darunter enthalten: Zirkonerde der Zirkon, Katapleit, Eukolith, Wöhlerit, Thorerde der Thorit und Pyrochlor, Yttererde der Tritomit, Polymignit, Cer und Lanthanoxyd der Mosandrit, Tritomit, Polymignit und Pyrochlor, Tantal- und Niobsäure der Yttrotantalit und einige der vorhergehenden. Manche dieser und anderer vorkommender Mineralien sind am Contakte mit dem Nebengestein ausgebildet.

Die chemische Zusammensetzung des Zirkonsyenites von Maridal im südlichen Norwegen ist nach Wiesnäs: SiO_2 : 66.39, Al_2O_3 : 13.79, CaO : 2.03, K_2O, Na_2O : 13.15, Fe_2O_3 : 3.61, H_2O : 1.03. Er bildet mächtige Ablagerungen

in Norwegen und Grönland, und kommt dort vorzüglich an folgenden Orten vor: Christianiafjord, Skrimsfjeld, südlich von Kongsberg, Dalarne, Insel Seiland, Kittisutinseln u. A.; auch auf der Insel Fuertaventura, einer der Canaren, kommen bei Riscos de la Pena dem norwegischen ganz analoge Zirkonsyenite mit schön krystallisirtem Zirkon vor.

Zum Zirkonsyenit muss wohl auch das Gestein gerechnet werden, welches zu Ditropatak in Ostsiebenbürgen vorkommt und nach Fellnes aus 75 % Plagioklas und 25 % Eläolith besteht und welches accessorisch kleine Krystalle von Zirkon, Biotit und Magnetit enthält. Im Gegensatze zu den vorhergehenden würde es als ein Klinophonit bezeichnet werden müssen.

e. Eudialytsyenit (Eudialytorthophonit). Das auf den Kittisut-Inseln Süd-Grönland's auftretende Gestein ist nach Vrba ein sehr grobkrystallinisches Gemenge von Orthoklas, Eläolith, Eudialyt und Hornblende. Der Orthoklas bildet grosse, oft zwillingsverwachsene Individuen, neben ihm erscheinen nur kleine Plagioklase, oft in dem ersteren eingeschaltet. Der Eläolith, gelblich bis grünlich grau, nur sehr selten in regelmässigen Individuen, ist reich an Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichen Bläschen; jedoch auch secundäre, auf den Spaltungsflächen eingedrungene, winzige, bläschenfreie Tropfen kommen darin vor. Der Eudialyt bildet nur wenige Millimeter grosse, blutrothe oder röthliche rhomboëdrische Kryställchen mit bestimmbaren Flächen. Die Hornblende ist schwarz und undurchsichtig. Quarz kommt in vereinzelten Körnchen, Glimmer in kleinen Nestern vor, Apatit ist reichlich vorhanden. Das Gestein bildet die genannten grönländischen Inseln, westlich von Friedrichsthal, zwischen Nennortalik und Igikait gelegen.

6. Syenite.

Die Syenite entsprechen in Bezug auf ihre wesentlichen Gemengtheile im Allgemeinen den Trachyten, es sind körnig-krystallinische Gemenge aus vorwaltendem Orthoklas mit Hornblende, oder an deren Stelle Glimmer

oder Augit. Da der Plagioklas fast nie ganz fehlt, aber immer nur untergeordnet auftritt, so kann eine Trennung in blos Orthoklas- und in Orthoklas-Plagioklassyenite ebensowenig durchgeführt werden, als die entsprechenden Abtheilungen der Trachyte. Wohl aber gestattet es der andere wesentliche Gemengtheil neben Orthoklas, eine Eintheilung der Syenite durchzuführen; hiernach unterscheidet man: Hornblendesyenit, Augitsyenit und Glimmersyenit.

Hornblendesyenit. Ein krystallinisch-körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, dem fast nie Plagioklas fehlt, und worin häufig etwas Glimmer und bisweilen, aber ganz untergeordnet, auch Quarz vorkommt.

Der Orthoklas ist stets der vorwaltende Bestandtheil, er bedingt mit seiner Farbe im Allgemeinen die des Gesteines: röthlich, bräunlich, fleischroth, gelb und weiss. Zwillingsverwachsungen nach dem Karlsbader Gesetze sind häufig. In Dünnschliffen erscheint er meist trüb und arm an Einschlüssen. Der Oligoklas tritt nur untergeordnet auf, bekundet seine trikline Natur durch deutliche Zwillingsstreifung und hat nicht selten seine volle Klarheit behalten. Selbst in solchen Gesteinen hat er sich mikroskopisch nachweisen lassen, die man früher für ganz plagioklasfrei hielt, z. B. in dem Syenit aus dem Plauen'schen Grunde bei Dresden.

Die Hornblende hat eine dunkelgrün-schwarze Farbe, meist kurz prismatische Ausbildung, jedoch kommen auch lange Nadeln vor. Quarz dürfte, wenngleich nie bedeutend, doch in wenigen Syeniten ganz fehlen. Wenn Glimmer erscheint, so ist das immer dunkler Biotit von schwarzgrüner Farbe.

Accessorisch erscheinen mit einer gewissen Constanz: honiggelbe Körner und Kryställchen von Titanit, sowie manchmal ziemlich reichlich auch Apatit, Magnetit und Eisenkies, sowie nesterförmig eingelagerter Epidot. Auch der Magnetit bildet nicht nur feinkörnige Imprägnationen, sondern tritt auch in grösseren, unregelmässigen Stöcken und flötzartigen Lagern innerhalb der Syenite

auf, so bei Krux unweit Suhl in Thüringen, in New-Yersey, New-York und Canada. Im Allgemeinen ist der Syenit im Vergleiche mit dem Granit ausserordentlich arm an accessorischen Mineralien. In keinem Syenit ist bis jetzt noch die Spur von einer amorphen oder glasigen Basis gefunden worden.

Die chemische Zusammensetzung des Syenites aus dem Plauen'schen Grunde ist nach Zirkel: SiO : 59.83, Al_2O_8 : 16.85, FeO : 7.01, CaO : 4.43, MgO : 2.61, K_2O : 6.57, Na_2O : 2.44, H_2O : 1.29, spec. Gew. = 2.75—2.90. Es berechnen sich aus den vorstehenden Zahlen etwa 68 % Orthoklas und 32 % Hornblende.

Die Struktur der Syenite ist im Allgemeinen eine echt granitische mit mittel- bis grobkörniger Ausbildung, hin und wieder erhält sie einen pseudoporphyrischen Charakter durch ein Hervorragen einzelner besonders grosser Orthoklase, solche Syenite kommen z. B. in der Viezenaschlucht bei Predazzo, bei Mehlis in Thüringen u. a. vor. Durch parallele Stellung der Orthoklaskrystalle wird manchmal eine Art schieferähnlicher Parallelstruktur hervorgerufen, wie an einigen Syeniten Sachsens und des Böhmer Waldes. Auch durch lagenweisen Wechsel feldspathreicher und hornblendereicher Lagen entstehen Mittelglieder zwischen Syenit und Gneiss, die sog. Syenitgneisse. Sonst ist der Syenit stets ein echt massiges Gestein. Unregelmässig polyedrische, bankförmige, roh pfeilerförmige und seltener auch kugelförmige Absonderung kommt bei ihm vor. Gangförmig erscheint er an vielen Orten, wenngleich besonders stockförmige Einlagerung in anderen Gesteinen ihm eigen ist. Mächtige Lager bildet er in der amerikanischen laurentischen Gneissformation in regelmässiger Wechsellagerung mit Glimmerschiefer und Hornblendegneissen und mit regelmässigen Flötzen von Magnetit, krystallinischen Kalken und Amphiboliten. Auch Einschlüsse der Nebengesteine u. a. sind im Syenite mehrfach beobachtet worden.

Er tritt vorzüglich auf: im Plauen'schen Grund in Sachsen, Ilmenau in Thüringen, Weinheim, Hernsbach

u. a. O. im Odenwald, langgestreckte Gangstöcke erscheinen in den Vogesen und im Banat, sehr verbreitet auf der Insel Skye, in der Grafschaft Antrim in Irland, im südlichen Norwegen bei Christiania, wo er z. B. am Ullern-Aasen schöne, feinkörnige Apophysen in die schiefrigen Nebengesteine aussendet, in Tellmarken und Finnland, in Canada u. a. O. Nordamerika's u. a. m.

Augitsyenit. Der Augitsyenit besteht aus vorherrschendem Orthoklas, untergeordnetem Plagioklas, reichlich Augit, daneben etwas Biotit, Titanit, zuweilen eine kleine Menge von Hornblende, von uralitähnlicher, seidenfasriger Beschaffenheit; nie fehlt Apatit und Magnetit. In einigen Varietäten tritt auch der Orthoklas mehr zurück und Plagioklas wird vorwaltender, hierdurch entstehen Annäherungen an Diabas. Mit Orthoklas tritt auch der accessorische Titanit zurück.

Eine Analyse des Augit-Syenites der Margola bei Predazzo ergab nach Kjerulf folgende Zusammensetzung: SiO_2 : 58.05, Al_2O_3 : 17.71, FeO : 8.29, CaO : 5.81, MgO : 2.07, K_2O : 3.24, Na_2O : 2.98, H_2O : 1.34.

Durch solchen Augitsyenit ist nach vom Rath der mächtige Gebirgsstock des Monzoni im südlichen Tyrol gebildet, wo er aber andererseits durch mannigfache Uebergänge mit Diabasen in Verbindung erscheint. Die schönste Varietät dieses Gesteines steht im oberen Theile des Toal dei Rizzoni an: ein grobkörniges Gemenge von vorherrschendem lichtgrauem Orthoklas in 1/2 bis 2 Ctm. grossen Körnern, wenig schwarzem Augit, wenig Titanit und geringer Menge von Plagioklas, der zum Theil dem Orthoklas parallel eingewachsen ist. Eine den Plagioklas in überwiegender Menge neben Orthoklas führende Varietät ist der graue Syenit, den man im S. Pellegrin-Thale, nahe der Einmündung der Val Pesmeda antrifft; ebenso sind die Gesteine der östlichen Hälfte des Monzoni, z. B. in der obersten Thalmulde von Allochet plagioklasreich, an welchem Orte der Contakt von Kalk und Syenit besonders merkwürdig. Diese Contaktzone des Augitsyenites und des Diabases mit den Kalksteinen des Monzoni ist hier u. a. a. O. des Gebirges recht bemerkenswerth

durch einen grossen Reichthum von Mineralien, die in derselben vorkommen, von denen: Fassait, Granat, Vesuvian, Pleonast, Gehlenit, Epidot, Anorthit, Monticellit hervorzuheben sind. Dieser Contaktzone gehören auch die grossen, merkwürdigen Pseudomorphosen von Serpentin oder Fassait nach Monticellit an, deren Erkennung und Beschreibung wir dem Scharfsinn des oben genannten, trefflichen Forschers verdanken. Ausser am Monzoni scheint der Augitsyenit nach G. Rose auch in den Pyrenäen vorzukommen und gewisse Varietäten des berühmten Syenites der norwegischen Südküste, so namentlich das Vorkommen von Laurvig, gehören demselben ebenfalls an.

Glimmersyenit. Wenn neben dem Orthoklase vorherrschend dunkler Glimmer das Gestein bildet, entstehen Glimmersyenite. Dieselben sind im Allgemeinen von nur geringer Verbreitung: sie finden sich z. B. bei Polaun und Krummhübel im Riesengebirge, wo in einem körnigen Gemenge von Oligoklas und Glimmer grössere, ziegelrothe Orthoklaskrystalle liegen. Einschlüsse von Glimmersyenit liegen im Granit von Brixen und im Felsitporphyr des Travignolathales in Tyrol: feinkörnige Gemenge von weissem oder fleischrothem Orthoklas mit dunklem Glimmer. Nur in Calabrien scheinen solche Gesteine in etwas weiterer Ausdehnung vorzukommen.

Die Syenite schwanken mannigfach zu andern Gesteinen hinüber: durch Aufnahme von Quarz gehen sie in Granite über, tritt Elaeolith in ihnen auf, so nähern sie sich dem Miascite oder Foyait, durch Ueberhandnehmen des Oligoklases und Zurücktreten des Orthoklases entstehen aus ihnen Diorite und Diabase. Und solche Uebergänge sind oft an einem und demselben Vorkommen vorhanden.

7. Granit.

Der Granit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Orthoklas, Quarz und Glimmer, wozu sich meist auch Plagioklas hinzugesellt.

Der vorherrschende Gemengtheil ist fast immer der Orthoklas. Er ist von schneeweisser, gelblicher, röth-

licher, fleischrother, braunrother oder auch grüner Farbe, z. B. am Julier in Graubündten, tritt in einfachen und Zwillingskrystallen nach dem Karlsbader Gesetze auf, manchmal von bedeutender Grösse, oder erscheint in grösseren oder kleineren Körnern und in die Länge gezogenen und verdrückten Leisten mit deutlicher Spaltbarkeit und trefflichem, oft perlmutterartigem Glanze auf den Spaltungsflächen. Selbst in dünnen Schliffen erlangen die Orthoklase nur geringe Pellucidität; die trübe, gelbgraue Beschaffenheit der Schnitte verhindert meist das deutliche Erkennen ihrer Einschlüsse. Aber in Fällen, wo der Orthoklas noch seine wasserklare Durchsichtigkeit erhalten hat, zeigen sich auch in ihm ähnliche Einlagerungen wie in dem Quarze. Die Plagioklase, die wohl in den meisten Fällen Oligoklas sind, zeigen ihre Zwillingsstreifung oft schon dem blossen Auge; unter dem Mikroskope tritt sie immer deutlich hervor. Sie sind in der Regel kleiner wie der Orthoklas, matt, zeigen einen fettähnlichen Glanz und andere Färbung, und vor Allem eine grössere Zersetzbarkeit. Regelmässige Umhüllungen von Orthoklas und Oligoklas kommen nicht selten vor. Sie treten bei verschiedener Färbung der beiden Feldspathe deutlich hervor, so im Granit von Wiborg, wo der grünliche Oligoklas fleischrothen Orthoklas umrandet. Jedoch ist auch Oligoklas im Orthoklas als Kern beobachtet worden, z. B. im Granit von Liebenstein in Thüringen. Ob im Granit ein zweiter Plagioklas, etwa Albit, ausser Oligoklas noch vorkommt, ist nicht festgestellt. Der Quarz erscheint in eckigen, fettglänzenden und muschelig brechenden, krystallinischen Körnern, in den Formen des Dihexaeders mit oder ohne Prisma nur recht selten. Er ist meist von grauweisser Farbe, jedoch kommen auch dunkel- und violblaue, rothe und sogar rubinrothe Farben vor. Diese letztere Färbung ist, wie auch die rothe Farbe des Orthoklases, auf ein beigemengtes hämatitartiges Pigment zurückzuführen, das sich unter dem Mikroskope gut erkennen lässt. In Dünnschliffen wird der Quarz im Gegensatze zum Feldspath meist vollkommen klar und durchsichtig. Im polarisirenden Lichte zeigen manche

Quarze ein buntes, mosaikartiges Bild, welches andeutet, dass sie aus mehreren, verschieden orientirten Körnern zusammengesetzt sind. Besonders reich sind die Quarze an mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüssen, die in ihrer dichten Anhäufung manchmal das milchige Aussehen des Quarzes bedingen mögen. Nicht in allen Quarzen sind dieselben gleich zahlreich, in manchen vereinzelt, in vielen aber in unzählbarer Menge vorhanden. Die Flüssigkeit der Einschlüsse ist meist Wasser, welches die Chloride von Kalium und Natrium und die Sulphate dieser und des Kalkes in wechselnden Verhältnissen in Lösung enthält; einzelne Granite mögen wohl auch kohlensäurehaltiges Wasser oder liquide Kohlensäure einschliessen. Ueber die Beweglichkeit der Libellen dieser Einschlüsse vergl. S. 21. Glaseinschlüsse sind äusserst selten, während sie in den dichten Uebergängen zu Felsitporphyren und in diesen selbst in den Quarzen schon häufiger vorkommen. Lange nadelförmige, oft scharfrandige und mit hexagonalem Querschnitt versehene Krystalle gehören dem Apatit an; in einigen Quarzen durchspicken sie dieselben vollkommen. Der Glimmer erscheint in dünnen Lamellen oder hexagonalen Tafeln, deren Stellung eine ganz regellose ist. Der weisse oder helle Kaliglimmer ist der häufigere, der Magnesiaglimmer zeigt meist schwarze oder dunkelbraune Farbe. Beide Glimmer kommen auch neben einander vor. Lokal tritt besonders in den Turmalingraniten auch der Lithionglimmer auf, z. B. zu Rozena in Mähren, Penig in Sachsen, Mursinsk im Ural. An die Stelle des Glimmers treten auch wohl Talk-Chlorit-Graphit-Eisenglanzblättchen, wodurch Granitvarietäten entstehen, die man eigens zu bezeichnen pflegt (siehe unten).

Auch unter dem Mikroskope lässt der Granit keine eigentliche Grundmasse oder Residua einer amorphen oder mikroaphanitischen Substanz erkennen, wenngleich bei dem Vorkommen derselben in Quarzen und besonders denen der Felsitporphyre, mit welchen der Granit durch unmittelbare Uebergänge verbunden ist, auch das vereinzelte Auftreten derselben als Zwischenmasse zwischen

den Gemengtheilen durchaus nichts Unerwartetes sein würde.

Das Mengenverhältniss der Bestandtheile ist zwar ein schwankendes, jedoch herrscht im Allgemeinen der Feldspath vor, nach ihm der Quarz und zuletzt kommt der Glimmer.

Als Ausdruck der typischen Zusammensetzung ergiebt sich als Mittel aus zahlreichen Analysen nach Roth: SiO_2 : 72.0, Al_2O_3 : 16.0, FeO : 1.5, CaO : 1.5, MgO : 0.5, K_2O : 6.5, Na_2O : 2.5, H_2O : 1.0. Sp. G. = 2.59—2.73.

Die Zahl der im Granit accessorisch auftretenden Mineralien ist ausserordentlich gross und manche treten mit einer gewissen Constanz in einer ganzen Reihe von Graniten auf. Die bemerkenswerthesten derselben sind:

Turmalin, in einigen Graniten so verbreitet, dass er fast die Rolle eines wesentlichen Gemengtheiles spielt und man dieselben als Turmalingranite bezeichnet; sie enthalten meist einen silberweissen Kaliglimmer, auch Lithionglimmer. Rother Turmalin in Begleitung des letzteren findet sich sehr schön im Granit von St. Piero auf Elba, Penig in Sachsen, Hradisko in Mähren.

Granat ist gleichfalls häufig in manchen Graniten, z. B. Abo in Finnland, Alabaschka im Ural, Haddam in Connecticut, auf der grönländischen Insel Sedlerik u. A. Andalusit zu Bodenmais in Bayern und Penig in Sachsen; Beryll in oft sehr schönen, ansehnlichen Krystallen: Rabenstein in Bayern, Limoges in Frankreich, St. Piero in Elba, Haddam, Alabaschka; Pinit zu Buchholz in Sachsen, St. Pardoux in der Auvergne, in beträchtlicher Menge auch im Granit des Tafelberges bei der Capstadt (Afrika); Orthit für einige schwedische Granite bezeichnend: Finbo, Ytterby; Titanit: Auerbach, Ilmenau u. v. a. O. Topas in vortrefflichen Krystallen zu Mursinsk im Ural und im Mournegebirge in Irland und nun ferner noch: Apatit, Columbit, Cordierit, Cyanit, Epidot, Fluorit, Korund, Magnetit, Rutil, Smaragd, Spodumen, Zirkon, Zinnstein, Pyrit, ged. Gold, Silber, Quecksilber u. A. In Drusenräumen des Granites, die in einigen, trotz der compakten Beschaffenheit der-

selben häufig sind, finden sich vor allem seine wesentlichen Gemengtheile, sowie auch accessorische Bestandtheile in guten Krystallen vor.

Nach seinen Strukturvariationen kann man unterscheiden:

Feinkörniger Granit: die Gemengtheile sind recht klein, jedoch immer noch mit blossem Auge zu erkennen, vorherrschend graue oder fleischrothe Farben.

Mittelkörniger Granit: meist ungleich in der etwa bis zu Erbsengrösse gehenden Beschaffenheit des Korns.

Grosskörniger Granit: Feldspath und Quarz bilden oft Parthien von mehreren Zoll Grösse, der Glimmer ist in einzelnen ebenfalls grossen Tafeln vorhanden oder zu regellosen, ansehnlichen Nestern angehäuft. Solche Granite werden auch wohl mit dem Namen Pegmatit belegt, manche derselben sind durch das Auftreten des Turmalins im Austausche gegen Glimmer ausgezeichnet. Mit diesen Pegmatiten steht auch die Ausbildung zu sog. Schriftgranit (lapis judaicus) in Verbindung, in dem die grösseren Orthoklasindividuen von vielen parallel gestellten und lang gestreckten linsenförmigen oder wirklich primatischen Krystallen von Quarz gesetzmässig so durchwachsen sind, dass diese Durchwachsungen arabischen Buchstaben gleichen. Solche Schriftgranite in Verbindung mit grosskörnigen Pegmatiten kommen vor: zu Bodenmais in Bayern, Aschaffenburg, Auerbach, Mursinsk, Berzet bei Clermont in der Auvergne, zu Portsoy in Schottland u. a. O.

Pseudoporphyrischer Granit entsteht, wenn aus einer kleinkörnigen Masse grössere Krystalle von Orthoklas, meist durch Schönheit der Krystallform und Zwillingsbildung ausgezeichnet, jedoch gewöhnlich mit rauhen, verschiedenartig überrindeten Flächen hervortreten: Karlsbad in Böhmen, Lomnitz in Sachsen, Heidelberg, Elba, Port d'Oo in den Pyrenäen, Ceyssat in der Auvergne u. a. O. Uebergänge zu Granitporphyr, und wenn die Grundmasse sich bis zu aphanitischer Beschaffenheit verdichtet, zu Felsitporphyr werden durch diese Struktur vermittelt. Solche Uebergänge sind in Wirklichkeit mehrfach nach-

gewiesen, eines solchen Beispieles ist früher schon gedacht (S. 268). Ganz ausgezeichnet zeigen sich dieselben an dem von Lossen eingehend beschriebenen, von dem Granitmassiv des Rambergs auslaufenden, stellenweise und besonders an den Saalbändern echt porphyrisch ausgebildeten Gange im Bodethal im Harze, einer Granitapophyse, die, je weiter sie vom Massengranit sich entfernt, um so entschiedener in wirklichen Quarzporphyr übergeht. Und in der dichten Grundmasse der porphyrischen Salband-Parthien dieses Ganges wurde auch amorphe Basis beobachtet, wie sie überhaupt in den Felsitporphyren vorzukommen pflegt [1]).

Gneissgranit nennt man einen Granit mit einer Hinneigung zu gneissähnlicher Schieferstruktur.

Nach den Variationen im Eintreten wechselnder Gemengtheile können folgende Granitarten unterschieden werden:

Granitit. Derselbe besteht aus fleischrothem Orthoklas, aus sehr vielem, jedoch nur selten wirklich vorherrschendem Plagioklas (Oligoklas), Quarz und wenig Glimmer, der immer ein schwärzlich grüner Magnesiaglimmer sein soll. Jedoch ist eine scharfe Unterscheidung schon aus dem Grunde nicht recht durchzuführen, dass der Oligoklas, wenn auch in sehr variabelen Mengen, fast in allen Graniten auftritt und mit weissem Glimmer zusammen nicht fehlt. Nur die ausnahmsweise oligoklasreichen Granite (graue Granite), z. B. von Seidenbach im Odenwald, Plessberg bei Abertham, Salmthal und Lindig in Böhmen könnten das Aufstellen einer eigenen Granititgruppe rechtfertigen.

Cordieritgranit. Der Glimmer ist theilweise oder

---

1) Es hat diese Entdeckung durchaus nichts Ueberraschendes und musste sogar mit Sicherheit vorausgesehen werden, da der enge Zusammenhang zwischen Granit und Felsitporphyr ja längst anerkannt war. In diesem Sinne erscheint es nicht nöthig, diesem Vorkommen eine solche Bedeutung beizulegen, es als Granitpechstein besonders zu bezeichnen, da diesen Namen gewissermaassen alle Felsitpechsteine zu führen berechtigt sind.

ganz durch Cordierit vertreten, dazu tritt oft grünlicher Oligoklas. Das Vorkommen der pinitführenden Granite lässt eine grössere Verbreitung der Cordieritgranite in früheren geologischen Zeiten annehmen. Er findet sich jetzt z. B. zu Bodenmais in Bayern, Abo in Finnland, Twedestrand in Norwegen, Kassigiengoit in Grönland.

Graphitgranit von Seidenbach im Odenwald, Mendionde in den Pyrenäen; Eisenglimmergranit von Fichtelberg und Floss in Ober-Bayern.

Zinngranit aus dem Erzgebirge mit Lithionglimmer und beigemengtem Zinnerz, Turmalingranit, wie schon erwähnt, z. B. Horazdiowitz bei Pilsen, Brünn in Mähren; Luxulian, von Luxulion bei Lostwithiel in Cornwall, nannte Pisani einen an strahlig dunkelgrünen Nadeln von Turmalin sehr reichen, ausserdem fleichfarbigen Orthoklas und wenig Quarz führenden Granit; Pinitgranit (siehe oben), Epidotgranit, z. B. in der Gegend von Aschaffenburg im Spessart.

Protogingranit besteht aus glänzendem Orthoklas, mattem Oligoklas, meist etwas bröckligem Quarze, dunklem Glimmer und einem hellgrünen, talkartigen Minerale, welches auch die Färbung des ganzen Gesteins beeinflusst und durch seine gewundenen Lamellen die Protogingranite charakterisirt. Er findet sich in den Schweizer und Französischen Alpen, z. B. in der Montblancgruppe in grosser Verbreitung, im Erzgebirge bei Eibenstock und Schneeberg, in Centralfrankreich u. a.

Syenitgranit nennt man passend solche Granite, in denen gleichzeitig mit Glimmer auch Hornblende erscheint. Dieselben sind meist etwas quarz- und glimmerärmer, wie die gewöhnlichen Granite und führen nur dunklen Magnesiaglimmer. Die hornblendereichen und quarzarmen Varietäten bilden allmälige Uebergänge zu den Syeniten. Solche Syenitgranite setzen die centrale Parthie und die höchsten Gipfel der Vogesenkette zusammen, in ihnen erscheint immer auch Plagioklas. Auch die Gesteine von der Insel Yersey, sowie das bekannte schöne, hellrothe Gestein aus Aegypten, welches in der Gegend von Syene und am Djebel Gureb auftritt, gehören zu den

Syenitgraniten, dies enthält neben rothem Orthoklas, weissem Oligoklas, schwarzem Glimmer und schwarzer Hornblende ziemlich viel grauen Quarz.

Aplit oder Granitell wird ein sehr glimmerarmer, Rappakiwi, ein eigenthümlich knollig, grobflaserig ausgebildeter Granit aus Finnland genannt. Miarolit, ein oligoklasreicher Granit von Lyon, Rumburger Granit mit blauem Quarz, Beresit von Beresowsk, glimmerarm, eisenkiesdurchsprengt, sind vereinzelt auftretende Varietäten.

Der Granit ist ein durchaus massiges Gestein, der als Typus dieser Struktur gelten kann; er zeigt keine Spur einer eigentlichen Schichtung, lässt sogar nur selten eine Absonderung in mächtige, plattenförmige Bänke erkennen. Hieraus gehen dann durch hindurchsetzende Querfugen pfeiler- oder quaderähnliche, und wenn abgerundet, wollsackähnliche Formen hervor, wie sie in den grottesken Felsgestalten der meisten granitischen Felsenmeere sich zeigen. Jedoch kommen auch echt kugelförmige Absonderungen vor, so die regelmässigen, 2—30 Zoll Durchmesser zeigenden Kugeln am Kynast in Schlesien, und die ausgezeichneten Kugeln an verschiedenen Stellen der Auvergne u. a. O. Dieser Erscheinung liegt in einigen Fällen, z. B. am Kynast, in der That eine circulare, eigenthümliche Gruppirung der Gemengtheile zu Grunde, in andern Fällen ist es eine blosse Verwitterungserscheinung. Säulenförmige Absonderung zeigt der Granit von Cornwall, z. B. am Cap Landsend, sowie auch am Vorgebirge Collo in Constantine. Die Bergformen der Granite sind meist gewölbte, aber mit tiefen, scharfen Thälern durchschnittene, oft mit seltsamen Verwitterungsformen und meist von Blockanhäufungen begleitet.

Man kann füglich zwei Lagerungsformen des Granites unterscheiden, die sich durch ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen sehr scharf trennen lassen. Manche Granite bilden concordant eingeschaltete, mächtige Lager in den ältesten Schichtengruppen der sog. laurentischen Gneissformation und stehen dort mit Gneissen, Kalken, Quarziten und wirklich geschichteten Gesteinen im eng-

sten Lagerverbande. So kommt er im Gebiete der Nordamerikanischen Staaten, in den Alpen, im Bayrischen Waldgebirge und auch in Centralfrankreich vor. Die andere Art der Lagerung ist die durch andere Gesteine hindurch- oder übergreifende. Er bildet mächtige Decken, besonders aber gewaltige, typhonische Stöcke von meist elliptischer Form, oft in einer Kuppe oder einem Gebirgsrücken zu Tage ausgehend, oft ringsum von andern Gesteinen umschlossen und bedeckt. Mit solchen Massivstöcken stehen stets die mannigfachsten gangartigen Ausläufer und Apophysen in Verbindung, oft nur von geringer Stärke, aber vielfältiger, netzförmiger Verzweigung, manchmal nur wenige Millimeter dick, wie die Adern in der Haut, in den Nebengesteinen hervortretend. In solchen gangartigen Bildungen lassen sich bemerkenswerthe Unterschiede der Struktur beobachten; in der Mitte grobkörnig, werden sie nach den Salbändern zu feinkörnig, dicht und porphyrisch, wie das z. B. Macculloch von den Granitadern von Glentilt berichtet; oder sie werden dichter und ändern manchmal die Mengungsverhältnisse ihrer Bestandtheile, je weiter sie sich von dem Granitstocke entfernen, von dem sie abgezweigt sind. Fast die meisten Granitgänge dürfen mit solchen Stöcken im Zusammenhang stehen, wenngleich derselbe nur in wenigen Fällen wirklich erkannt und nachgewiesen werden kann. Gänge von Granit in andern Gesteinen, aber auch wieder im Granit selbst, sind häufig, in der Nähe von Ceyssat in der Auvergne ist z. B. der Granit geradezu durchflochten von zahlreichen Granitgängen und Adern von einer fein- oder grobkörnigeren Beschaffenheit, wie der Granit, den sie durchsetzen, aber stets mit scharfen Salbändern, die mannigfachsten Beispiele des Durchsetzens und gegenseitigen Verwerfens zeigend.

Bemerkenswerth sind für die Granite die grosse Menge der in ihnen vorhandenen Einschlüsse fremdartiger Gesteinsbruchstücke, deren Form je nach der Beschaffenheit der Gesteine, denen sie entstammen, eine sehr verschiedene sein kann und deren Grösse von kleinen Splittern bis zu ganz gewaltigen Felsenmassen sich steigert.

Die eingelagerten Bruchstücke entstammen entweder unmittelbar den Nebengesteinen des Granites oder sind in ihrer Herkunft nicht so ohne Weiteres zu erkennen. Sind die Einschlüsse reichlich vorhanden, überwiegen sogar die Granitmasse, so werden daraus sog. Granitbreccien, wie sie z. B. bei Reizenstein im Fichtelgebirge vorkommen. Einschlüsse von Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Thonschiefer, krystallinischem Kalke sind bis jetzt am meisten beobachtet worden.

Der Einfluss der Granite auf das Nebengestein oder die sog. Contaktwirkung ist oft eine sehr ersichtliche, die Schiefer erscheinen gehärtet und in eigenthümlicher Weise verändert, dichter Kalkstein ist in körnigen Marmor umgewandelt, fremdartige Mineralimprägnation zeichnet das Nebengestein aus und dergleichen mehr.

Die Verbreitung der Granite ist eine ausserordentlich grosse und zwar kommen dieselben, wenn auch grösstentheils von hohem geologischem Alter, älter als die devonische Formation, doch auch in vielen Fällen in jüngeren Formationen vor. Der ersteren und der Orte ihres Vorkommens ist schon oben Erwähnung geschehen. Im Gebiete der Uebergangsformationen erscheinen die Granite des Harzes, im Schwarzwalde, Cornwall, Insel Arran, Schweden, Norwegen, jünger als die Trias sind die Granite und mit ihnen die Syenite im südlichen Tyrol, jünger als mittlerer Lias granitische, syenitische Felsitporphyre der Halbinsel Trotternish auf Skye (Schottland); auch die Kalkschiefer des Lias im Garbetthale in den Pyrenäen sind von Granit durchbrochen und zertrümmert, endlich jünger als die Kreide erscheinen Granitgänge im Kreidekalke von Lesquerde in Frankreich.

ββ. Feldspathfreie Gesteine.

1. Greisen.

Der Greisen ist ein körniges Gemenge von grauem Quarz und grauem, gelblichem oder grünem Glimmer, der meist Lithionglimmer ist: also ein feldspathfreies, grani-

tisches Gestein. Der Quarz ist stets vorwaltend über die Glimmerblätter, durch Aufnahme von Orthoklas finden allmälige Uebergänge zu Granit statt.

Die chemische Zusammensetzung eines Greisen von Altenberg in Sachsen ist nach Rube: SiO_2 : 71.84, Al_2O_3 : 14.40, FeO : 7.00, MgO : 0.79, CaO : 0.63, Na_2O : 0.67, K_2O : 2.30; Spuren von TiO_2, CuO und SnO_2; H_2O : 1.11.

Als accessorisches Mineral ist besonders der Zinnstein zu nennen, der entweder in kleinen Körnchen und Kryställchen durch das Gestein verbreitet oder zu Gängen und Schnüren angehäuft ist, die durch das Gestein hindurchsetzen. Die reichen Zinnerzlagerstätten von Zinnwald im Erzgebirge, Schlaggenwald in Böhmen, Cornwall in England, sowie auch auf der ostindischen Insel Banka sind an solche Greisen geknüpft.

Der sog. Stockwerksporphyr oder Zwitter von Altenberg in Sachsen ist ein meist ziemlich dichter, schwarzen Glimmer führender, eisenschüssiger Greisen, der mit Chlorit imprägnirt und von zahlreichen Quarzgängen durchsetzt ist, in Quarzit und Granit Uebergänge bildet. Aehnliche Gesteine kommen auch in dem Zinnerzdistrikte von Cornwall vor.

2. Turmalinfels.

Dieser ist ein dichtes oder körniges Gemenge von schwarzem Turmalin und grauweissem Quarz, dessen Struktur auch hin und wieder schieferartig, flaserig werden kann, indem die kurzen Säulen und Nadeln von Turmalin mit flachen Quarzlinsen abwechseln. Accessorisch kommen in ihm Zinnerz, Arsenkies, Topas und Glimmer vor. Mit Graniten steht er durchaus in enger Verbindung und geht auch durch Aufnahme von Orthoklas in Turmalingranite über.

Selbstständig tritt er in stock- und gangförmiger Lagerung auf, z. B. bei Eibenstock und Schwarzenberg in Sachsen, bei St. Agnes Dartmoor in Cornwall.

Carvoeira wird in Brasilien ein im Itacolumitgebiet auftretender Turmalinfels genannt. Als ein topasführendes Turmalingestein kann das schöne, auch Topasfels genannte Gestein vom Schneckenstein im sächsischen Voigtlande gelten, welches

aus grauem Quarz, schwarzem Turmalin und weingelbem Topas in schönen Krystallen besteht, wenn dasselbe überhaupt als ein ursprüngliches Gestein angesehen werden darf.

3. Eklogit (von εκλογειν, auserlesen, wegen der Schönheit des Gesteines).

Ein körniges Gemenge von rothem Granat mit Smaragdit, Hornblende oder Omphacit. Der Granat erscheint in Körnern von rother bis rothbrauner Farbe, häufig umrandet von einer ziemlich breiten Zone schöner, grasgrüner Hornblende. Der Smaragdit bildet strahlige oder faserige Parthien. Mit ihm gemengt oder ihn ganz vertretend erscheint aber auch die gewöhnliche Hornblende, jedoch mit anderer Farbe als die um die Granaten gebildete: nämlich braun und schwächer dichroïtisch. Der Omphacit erscheint bald in lauchgrünen Stengeln, bald in Körnern. Quarz, Glimmer und Disthen sind accessorisch vorhanden.

Der Eklogit von Eppenreuth hat nach von Gerichten folgende chemische Zusammensetzung: SiO_2: 57.10, Al_2O_3: 11.66, Fe_2O_3: 2.84, FeO: 3.22, MnO: 0.31, MgO: 6.37, CaO: 13.80, K_2O: 0.81, Na_2O: 2.21, H_2O: 0.54. Die Grundmasse dieses Eklogites enthält vorzüglich: Omphacit, Smaragdit, Quarz, Glimmer und Disthen, nach Procenten berechnet sich seine Zusammensetzung auf etwa: 25 % Granat, 4.5 % Quarz, Disthen, Glimmer, 70.5 % Omphacit.

Reich an accessorischen Gemengtheilen sind vor Allem die oberfränkischen Eklogite, in denen ausser den genannten auch Oligoklas, Hyacinth, Olivin, Apatit, Titanit, Magnetkies, Eisenkies vorkommen.

Vorzüglich hornblendeführende Eklogite kommen zu Falligau im Fichtelgebirge, zu Heiligenblut in Kärnthen, zu Hasslach in Baden vor, omphacitführende zu Eppenreuth, Hof und Silberbach im Fichtelgebirge, auf der Saualpe in Kärnthen, im Bachergebirge in Steiermark, Karlstätten und Gurhof in Niederösterreich. Auch in Norwegen, westlich von Romsdal und auf der Insel Syra kommen Eklogite vor, die wegen ihres hohen

Gehaltes an Disthen auch wohl als Disthenfels bezeichnet worden sind.

4. Granatfels.

Derselbe ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Granat und Hornblende, wozu sich meist noch Magnetit hinzugesellt. Der braungelbe Granat ist in der Regel durchaus vorherrschend, jedoch kann auch der Gehalt an Hornblende oder Magnetit überwiegen.

Er tritt nur ganz untergeordnet gangförmig auf: zu Ehrenfriedersdorf und Schwarzenberg in Sachsen, Joachimsthal und Kupferberg im böhmischen Erzgebirge, am Cap Calamita auf Elba, bei Bogoslowsk im Ural und bei St. Josef in Canada.

Ein granatführendes Gestein: schwarzgrüne Hornblende, rothbrauner Granat mit etwas Plagioklas und kleinen Parthien und Krystallen von Rutil kommt zu Bokenäs im Bohuslän (Schweden) vor. Erwähnung mag hier auch der Kinzigit finden: ein krystallinisches Aggregat von schwarzem Glimmer, Mangangranat und Oligoklas, accessorisch auch Cordierit und Fibrolith führend, von Wittichen an der Kinzig im Schwarzwald.

Granat und Hornblende und gleichzeitig Quarz und Feldspath haltige Gesteine beschreibt Hornig von Strass nordöstlich von Krems, gewissermaassen Zwischenglieder zwischen Amphibolithen und Granulit. Derartig ist auch das von v. L. als Granataphanit beschriebene Gestein, welches aus einem dichten, hornsteinähnlichen Gemenge von Granat, Quarz, Feldspath, Hornblende und Chlorit besteht und gangförmig im Granit bei Berzet in der Auvergne auftritt. Ein Gemenge von vorwaltenden braungelben Körnern, welche ihrem chemischen Verhalten nach dem olivinähnlichen Eisenoxydulsilikat, dem Fayalit nahe stehen, grünem Augit und braunrothem Granat ist das Eulysit genannte Gestein von Tunaberg in Schweden.

Als Cordieritfels wird ein Gemenge von Feldspath, Cordierit, Granat und spärlichem Glimmer bezeichnet, welches bei Kriebstein in Sachsen einen Gang im Granit bildet.

5. Olivingesteine.

Dunit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von gelbgrünen Olivinkörnern, die weit mehr als die Hälfte der ganzen Masse ausmachen, und von schwarzen Oktaëdern von Chromeisenstein, ein Gemenge, welches man früher lediglich an einem bei Chassigny, Dep. Haute Marne, Frankr. 1815 gefallenen Meteoriten aber nicht als tellurisch vorkommend gekannt hatte. Dieses Gestein bildet, mit Serpentinmassen verknüpft, die mächtige Bergmasse des Dun mountain auf Neu-Seeland.

Lherzolith ist ein körniges Gemenge von Olivin, Enstatit, Diopsid mit Picotit. Das Gestein hat eine grünlichgraue Farbe, vorherrschend ist immer der Olivin; der Enstatit erscheint mit der ihm eigenthümlichen, wohl erkennbaren Spaltbarkeit von 87°, mit einer faserigen Beschaffenheit und grünbrauner Farbe; der Diopsid in smaragdgrünen Körnern, der Picotit (Chromspinell) in oft reihenförmig gruppirten Körnchen und Oktaëdern. Accessorisch Pyrop in erbsengrossen Körnern. Auch die bekannten böhmischen Pyrope kommen in einem Serpentingesteine vor, dessen Umwandlung aus einem Lherzolithähnlichen Olivingesteine unzweifelhaft ist.

Die chemische Zusammensetzung eines Lherzolithes vom Kalohelmen in Norwegen ergab: SiO_2 : 37.42, Al_2O_3 : 0.10, MgO : 48.22, FeO : 8.88, MnO : 0.17, NiO : 0.23, H_2O : 0.71.

Der Lherzolith erscheint vorzüglich in den Pyrenäen in den Umgebungen des See's Lherz bei Vic dessos, Eaux bonnes u. a. O., bei Beissac im Dep. Haute Loire, im Ultenthal in Tyrol, bei Wallenfels in Nassau, Hof in Franken, im Vandalvthale im Bergenstift und im Muruthale in Norwegen. Auch die zahlreich verbreiteten Olivinbomben (S. 236) im Basalte verschiedener Gegenden zeigen eine ganz dem Lherzolite ähnliche Beschaffenheit und gehören also hierhin.

Pikrit. Dieser ist ein schwarzgrünes, deutlich krystallinisches Gestein aus einer schwarzen, fast dichten Grundmasse und dieser eingemengten Körnern und Krystallen von Olivin bestehend. Die Grundmasse ist bei

den verschiedenen Abänderungen nicht dieselbe, es treten abwechselnd überwiegend darin Hornblende, Diallag oder Biotit auf, zu diesen kommt noch Magnetit, Calcit und Parthien eines mit Mikrolithen erfüllten Glases. Der Olivin, der ungefähr die Hälfte des Gesteines ausmacht, tritt meist in vollkommen ausgebildeten, aber innig mit der Grundmasse verwachsenen Krystallen auf. Feldspath wurde nicht darin beobachtet.

Der Pikrit von Söhle hat nach Tschermak folgende Zusammensetzung: SiO_2 : 38.9, Al_2O_3 : 10.3, Fe_2O_3 : 4.9, FeO : 7.0, CaO : 6.0, MgO : 23.6, K_2O : 0.8, Na_2O : 1.3, H_2O : 4.5, Co_2 : 1.8.

Der Pikrit kommt vorzüglich in der Gegend von Neutitschein in den schlesischen Karpathen vor, bei Söhle, Schönau, Macklowitz und Alttitschein und steht dort überall in nahen Beziehungen zu dem Teschenit (S. 316).

Aus dem Pikrit gehen mancherlei Umwandlungsgesteine hervor, die alle durch Olivinpseudomorphosen ausgezeichnet sind, manche Dioriten nicht unähnlich, indem die Hornblendekryställchen der Grundmasse schärfer hervortreten. Besonders steigert sich in diesen Umwandlungsgesteinen der Gehalt an Kalkcarbonat.

B. Geschichtete Gesteine.

a. Mit Feldspath.

1. Gneiss.

Der Gneiss ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat der den Granit constituirenden Gemengtheile: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer. Sonach unterscheiden sich die beiden Gesteine wesentlich nur durch ihre Struktur, die im Gneisse vorzüglich durch eine parallele Anordnung der Tafeln und Blätter von Glimmer, verbunden mit einer linsenförmigen Streckung der Quarzkörner bewirkt wird. Von der regelmässigen Parallellagerung des Glimmers hängt daher auch die mehr oder weniger vollkommene Schieferung und Spaltbarkeit des Gneisses ab. Die Mikrostruktur aller Gneisse ist eine durchaus krystallinische. Auch die Beschaffenheit seiner

Gemengtheile ist im Allgemeinen die gleiche, wie bei den Graniten und kann daher füglich auf das dort Gesagte verwiesen werden (S. 325). Auch in den Gneissen treten nicht selten dunkler Magnesiaglimmer und heller Kaliglimmer neben einander auf.

In Bezug auf die chemische Zusammensetzung der Gneisse hat sich ergeben, dass der Kieselsäuregehalt derselben in ziemlich weiten Grenzen schwankt, so dass man dieselben in sehr kieselsäurereiche und kieselsäureärmere Gneisse eintheilte, denen natürlich auch eine abweichende petrographische Constitution entspricht. Die ersteren bestehen aus viel rothem Orthoklas, Quarz und wenig Glimmer: rothe Gneisse, die letzteren aus vorherrschend grauem oder weissem Orthoklas, Quarz und sehr viel dunklem Glimmer: graue Gneisse. Als Durchschnittsgehalt der rothen Gneisse berechnete Scheerer 75—76% Kieselsäure oder etwa 60% Orthoklas, 30% Quarz und 10% Glimmer, der grauen Gneisse nur 65—66% Kieselsäure und entsprechend 45% Orthoklas, 25% Quarz und 30% Glimmer. Zwischen diesen beiden extremen Gliedern liegt aber eine ganze Reihe von Uebergängen, die man als sog. Mittel- oder amphoteren Gneiss bezeichnete. Hieraus schon ergab sich, dass eine scharfe Trennung der Gneisse nach ihrer chemischen Zusammensetzung in dieser Weise nicht wohl durchführbar erscheint, dass vielmehr dieselben nur als eine nach der petrographischen Constitution und den schwankenden Mengenverhältnissen der wesentlichen Gemengtheile im Kieselsäuregehalt variirende Reihe gelten dürfen, als deren Extreme nach beiden Seiten etwa die für den sog. rothen und grauen Gneiss angeführten Zahlen des Kieselsäuregehaltes gelten können. Eine strenge Gliederung der Gneisse innerhalb scharfer Grenzen ihrer Aciditätsstufe besteht daher nicht, diese ist immer nur der Ausdruck einer gewissen petrographischen Zusammensetzung aus ihren Gemengtheilen.

Die chemische Zusammensetzung des sog. rothen Gneisses von Kleinschirma bei Freiberg ist nach Scheerer: SiO_2 : 75.74, Al_2O_3 : 13.25, Fe_2O_3 : 1.24, FeO : 0.72,

MgO : 0.39, CaO : 0.60, Na_2O : 2.12, K_2O : 4.86, MnO : 0.08, H_2O : 0.89.

Die chemische Zusammensetzung eines biotitreichen, kieselsäurearmen Gneisses aus dem Renchthale im Schwarzwald ist nach Nessler: SiO_2 : 65.53, Al_2O_3 : 21.92, Fe_2O_3 : 2.64, FeO : 2.12, MgO : 0.30, CaO : 3.09, Na_2O : 2.13, K_2O : 1.32, H_2O : 1.10.

Als mittlere Zusammensetzung lassen sich aus einer grösseren Zahl von Analysen folgende Durchschnittszahlen gewinnen: SiO_2 : 70.80, Al_2O_3 : 14.20, FeO : 6.10, CaO : 2.60, K_2O : 3.0, Na_2O : 2.10, H_2O : 1.20. Das sp. G. = 2.6—2.7.

Nach den Strukturvariationen lassen sich folgende Arten von Gneiss hervorheben:

Schiefriger Gneiss (Normalgneiss). Der Glimmer bildet meist zusammenhängende dünne und ebenflächige Lagen, welche unter einander parallel durch die körnigen Streifen des Quarz - Orthoklasgemenges getrennt werden und die nach der Dicke der letzteren eine mehr oder weniger dünnschiefrige Spaltbarkeit bedingen. Wenn die Glimmerlagen nicht vollkommen zusammenhängen, sondern einzelne Lappen bilden, so ist die Struktur nicht so ebenschiefrig, wie bei grossem Reichthum an Glimmer. Eine gebänderte, streifige Ausbildung zeigen diese schiefrigen Gneisse, wenn solche bald glimmerreichere, bald glimmerärmere Zonen mit den Quarz-Orthoklaslagen abwechseln: Lagengneiss.

Flaseriger Gneiss. Das Gemenge von Orthoklas und Quarz bildet nicht parallelflächige, sondern beiderseitig wellig gebogene, oft in einzelne linsenförmige Parthien zerfallende Lagen, welche von den sich diesen Formen anfügenden Glimmerblättern umschlossen sind. Nach der Grösse der eingeschlossenen linsenförmigen Parthien kann man grob- und feinflaserigen Gneiss unterscheiden. Wenn die Gemengtheile in einer Richtung wulstförmig oder stenglig gedehnt erscheinen, nennt man solche Gneisse Stengel- oder Holzgneiss. Selbstverständlich geht mit dieser Ausbildung die ebenflächige Schieferung verloren. Wird die Lage der Glimmerblätter eine verworrene, oder herrscht Quarz- und Feldspathgemenge bedeutend vor,

so werden Uebergänge zu den Graniten gebildet: Granitgneiss.

Pseudoporphyrischer Gneiss. Aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne grosse und wohlgebildete Orthoklaskrystalle, einfache oder Zwillinge, hervor. Die meist leistenförmige Gestalt der Krystalle bedingt die Bezeichnung Leistengneiss. Sind dagegen die Orthoklasindividuen linsenförmig abgerundet und von Glimmerlamellen umschlossen, so nennt man solche Gneisse auch Augengneiss.

Cornubianite nennt man solche dichte, körnig-schuppige Gemenge der Gneissbestandtheile, in denen die Parallelstruktur nur noch an einer lagenweisen Abwechselung der Farbe und des Kornes zu erkennen ist. Sie bilden meist die Grenzzonen der Schiefergebirge gegen Granite hin und haben im Allgemeinen eine ziemlich schwankende Beschaffenheit. Proteolit und Palaiopêtre sind synonyme Bezeichnungen für dieselben Gesteine.

Nach den verschiedenen in die Gneisse eintretenden vicariirenden Gemengtheilen hat man folgende Varietäten unterschieden, die im Allgemeinen mit entsprechenden Varietäten des Granites die gleiche Mineralconstitution besitzen:

Oligoklasgneiss. Neben dem Orthoklas tritt in wechselnder Menge, zuweilen sogar vorherrschend der Oligoklas auf, meist durch Farbe, in der Regel auch durch Spaltbarkeit und Zwillingsstreifung von ersterem zu unterscheiden. Solche Gneisse, die man unter Beziehung auf den entsprechenden Granit wohl als Granititgneisse bezeichnen kann, kommen u. a. im Münsterthal und bei Todtmoos im Schwarzwald, wo der Orthoklas fast ganz fehlt, am Adamspick auf Ceylon, Auerbach im Odenwald vor.

Cordieritgneiss (Dichroitgn.), ein dunkler, meist grobflaseriger Gneiss aus grünlichem Orthoklas, Plagioklas, schwarzem Glimmer, Quarz und Cordierit (S. 85) bestehend, meist accessorisch etwas rothen Granat enthaltend. Solche Gneisse kommen vor: bei Lunzenau und

Rochsburg in Sachsen, bei Kupferberg und Schreibershau in Schlesien, bei Bodenmais und Passau in Ostbayern.

Graphitgneiss. An die Stelle des meist ganz verschwindenden Glimmers tritt Graphit in Lamellen und Schuppen, aber auch in einzelnen Nestern und Streifen auf, oft das Gestein durch und durch imprägnirend und schwarz färbend. Findet sich: bei Passau in Ostbayern, Hausdorf in Mähren, Krumau in Böhmen, Gadernheim im Odenwald, Markirch im Elsass, Tunaberg in Schweden, Schuylkyll in Pennsylvanien und auf Ceylon.

Eisenglimmergneiss, statt des Glimmers Eisenglimmer enthaltend, im Fichtelgebirge, Chloritgneiss, statt des Glimmers Chlorit führend, aus dem Maderanerthal, Granatgneiss, an der Rauris im Salzburgischen, Magnetitgneiss, bei Ummeberg am Wetternsee in Schweden, Adulargneiss, den Adular an Stelle von Orthoklas enthaltend, am St. Gotthard vorkommend, sind nur vereinzelte Erscheinungen.

Protogingneiss. Dieses sind die schieferigen Ausbildungen der Protogingranite und enthalten ausser dem Glimmer ein talkartiges Mineral, welches manchmal jenen vollständig verdrängt. Die Talkschüppchen haben meist eine grüne oder gelblich-grüne Farbe und den charakteristischen Fettglanz und sind, ähnlich dem Glimmer, zu ganzen parallelflächigen Lagen geordnet. In den Penninischen Alpen bilden diese mit Protogingranit verknüpft die Hauptmasse des Montblanc, des Matterhorns, der Dent blanche, am Montblanc de Cheillon und Arollagletscher (daher Arollagneiss).

Syenit- oder Hornblendegneisse sind solche, in denen die Hornblende ganz oder zum Theil an die Stelle des Glimmers tritt. Die Struktur dieser Gneisse ist selten eine vollkommen schieferige, die körnigen oder stengligen, schwarzen bis grünschwarzen Hornblendeindividuen bedingen eine mehr körnig-flaserige Ausbildung. Durch Vorherrschen der Hornblende gehen diese Gneisse in schieferige Amphibolite über. Sie sind vielfach recht reich an Oligoklas. Die Syenitgneisse besitzen eine sehr grosse Verbreitung, z. B. bei Auerbach im Odenwald,

Schwarzwald, Spessart, Ostbayern, Schweizer und Salzburger Alpen, Westmanland, Dalarne, Södermanland in Schweden, in Norwegen, Finland und Nord-Amerika.

Der Gneiss ist nicht so reich an accessorischen Gemengtheilen wie der Granit; es giebt ausgedehnte Gebiete, in denen er sogar verhältnissmässig arm ist, während in anderen wieder eine reichere Mineralführung ihn auszeichnet. Die häufigsten Gemengtheile sind:

Granat, recht häufig auch mikroskopich, z. B. am St. Gotthard, bei Schneeberg, Kulm in Böhmen, an Granat recht reiche Gneisse zu Bodenmais, Capo de Gata in Spanien u. a.; Turmalin in schwarzen Prismen und Nadeln: Freiberg in Sachsen, Bilin in Böhmen, Zillerthal in Tyrol, Leoben in Steyermark; Epidot in den Syenitgneissen des Fichtelgebirges, St. Gotthard's, Schottland's; Spinell, Saphir, Zirkon auf Ceylon; Apatit, mikroskopisch verbreitet, makroskopisch in Krystallen am Rosskopf bei Freiburg, Sungangarsuk in Grönland, Sturbridge in Massachusets; Staurolith, Andalusit, Beryll, Titanit, Rutil, Molybdänglanz, Magnetit, Eisenkies. Die beiden letztgenannten Erze treten oft in eigenthümlicher Art entweder als eine Imprägnation ganzer Zonen der Gneismasse auf, oder aber sie sind in eben solchen Zonen quer zu der Schichtung des Gneisses zu Adern, Linsen oder kleinen, flötzähnlichen Stöcken angehäuft; diese Zonen führen den Namen: Fallbänder.

Der Gneiss zeigt meistens eine deutliche Schichtung, welche der Schieferung parallel geht. Dieselbe tritt ganz besonders hervor, wo die Gneisse, wie im Gebiete der ältesten Laurentischen Gneissformation, mit andern Gesteinen in regelmässiger Wechsellagerung sich finden. Im südlichen Steiermark treten Gneissschichten oft nur bis zu 3 Fuss Mächtigkeit mit krystallinischen Kalken und mit Glimmerschiefern in solchem Wechselverbande auf. Auch mit Hornblendeschiefer u. a. bildet der Gneiss ganze Schichtenreihen. Jedoch ist in andern Fällen die Entscheidung nicht leicht, ob nicht die scheinbaren Schichtungsflächen nur die Folge einer bankförmigen Absonderung sind, besonders dort, wo die Stellung der

Glimmerlamellen eine zu den Fugen transversale ist, wo also Schieferung und Schichtung einander nicht parallel gehen. Namentlich in den Alpen müssen in der That manche der scheinbar parallel geschichteten Gneissbänke nur als Zerklüftungsformen angesehen werden. Eigentliche Schichtenbauten mit mulden- und sattelförmigen Umbiegungen zeigen die Gneisse nur unsicher, wenn auch manchmal sehr steile antikline und synkline sog. Fächersysteme bei ihnen vorkommen. Ganz zweifellos erscheint aber an manchen Punkten der Gneiss auch mit allen Eigenthümlichkeiten einer massigen Tektonik, er tritt in einzelnen Stöcken, die Schichten anderer Gesteine quer durchsetzend, auf, und sendet von diesen aus gangförmige Apophysen in das Nebengestein hinein. So erscheint in dem östlich der Iser gelegenen Theile des Riesengebirges Gneiss stockförmig als centraler Kern in Glimmerschiefer eingelagert, von dem ausgehend deutliche gangförmige Ausläufer diesen letzteren, z. B. bei Marschendorff durchsetzen; auch aus dem Erzgebirge, Mähren, Norwegen liessen sich ähnliche Beispiele anführen. Einlagerungen fremder Gesteine sind zahlreich aus dem Gneiss bekannt, kleinere Bruchstücke und gewaltigere Gebirgsmassen: Kjerulf wies in dem die älteren Schiefer durchbrechenden Gneisse Norwegens häufig losgerissene Schollen dieser Schiefer nach, Fragmente von Grauwacke liegen im Gneiss von Bräunsdorf, schwarze Thonschieferbrocken im Gneiss von Trippi bei Messina. Im Allgemeinen sind Bruchstücke der folgenden Gesteine im Gneiss nachgewiesen: Granit, Quarzit, Granulit, Felsit, Hornblendeschiefer, Grünstein-(Diabas-)Schiefer, Grauwackenschiefer u. A. Dem Gneiss eingelagerte Reste von Organismen: Petrefakten, sind bisheran in demselben nicht mit Sicherheit erkannt worden.

Die häufigste Absonderung ist die bankförmige, mehr oder weniger regelmässig parallelepipedische. Seine Bergformen zeigen verschiedene Umrisse, meist einförmige, flache, runde Kuppen, sehr oft von tiefen und scharfen Felsenthälern durchschnittene Bergmassen mit steilen Hängen, scharfen Kämmen und spitz emporragenden Kegeln.

Seine Verbreitung ist eine ungeheuer grosse. Weitaus die meisten Gneisse unterteufen die sämmtlichen bekannten Formationen, indem sie als wesentliches Glied der Laurentischen oder primitiven Gneissformation erscheinen, so im Erzgebirge, Böhmen, Mähren, den Sudeten, im bayrischen Waldgebirge, in den Schweizer und Tyroler Alpen, in Centralfrankreich, Schottland, auf den Hebriden, in Skandinavien, Canada und den Vereinigten Staaten von Nord-Amerika und in Brasilien u. A. Im Vergleiche zu diesen gewaltigen ältesten Gneissablagerungen sind die Gneissbildungen jüngeren Alters, die in sedimentären Formationen vorkommen, nur ganz untergeordnet. Zwischen dem Uebergangsgebirge und der carbonischen Formation eingeschaltet sind die Gneisse von Mobendorf und Mühlbach in Sachsen, in den Alpen erscheinen Gneisse fächerförmig zwischen Liaskalken eingeklemmt, in Norwegen über Kalksteinen und Thonschiefern deckenförmig ausgebreitet. Wenn auch nicht überall mit Bestimmtheit nachweisbar, dürfte doch bei diesen und manchen ähnlichen Vorkommen eine gewaltsame, übergekippte Stellung diese Verhältnisse deuten.

2. Granulit (Weissstein, Leptinit).

Dieser ist ein schiefriges, fein- bis mittelkörniges Gemenge von Orthoklas mit Quarz und eingestreuten kleinen, meist nicht über Hirsekorn grossen Granaten.

Die vorwiegende Masse ist stets das durchaus krystallinische Gemenge von Quarz und Feldspath, welche oft plattkörnig-lamellar gebildet und vertheilt sind, der erstere lebhaft polarisirend, mit vielförmigen, unregelmässigen Querschnitten die meist kleineren Feldspathkörner umschliessend. Diese sind überall als Orthoklas zu erkennen, die grösseren erscheinen klar und durchsichtig, eine eigenthümliche Art feiner Faserung zeichnet die kleineren Individuen aus, sie sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, wie auch die Quarze, und enthalten eingelagerte, braungelbe Mikrolithe, vielleicht von Hornblende, mehrfarbige Nadeln von Turmalin, gelbe Titanite (oder

Axinit). Durch das ganze Quarzfeldspathgemenge ziehen sich hin und wieder zahlreiche, dünne, gebogene Nädelchen, oft nur wie feine Striche, von blassgrünlicher oder weisser Farbe, hindurch.

Die Granate, in Dünnschliffen nur mit ganz blassrother Farbe durchscheinend, sind besonders ausgezeichnet durch eingelagerte Granate oder auch dodekaëdrische Hohlräume, negative Krystalle, oft mehrfach in einander gekapselt, daneben auch die in den Feldspathen vorhandenen Mikrolithe.

Blassgrauer Cyanit ist auch makroskopisch häufig. Plagioklas ist in den gewöhnlichen Granuliten eine grosse Seltenheit, häufiger erscheint er in den sog. Trappgranuliten; siehe unten. Durch das Hinzutreten des Glimmers und dessen parallele Anordnung wird eine mehr oder minder vollkommene Schieferstruktur bewirkt und hierdurch Zwischenglieder zwischen Granulit und Gneiss geschaffen: die sog. Gneissgranulite. Wenn die glimmerreichen Lagen in regelmässiger paralleler Abwechselung mit den Quarzfeldspathlagen erscheinen, so werden solche Granulite bandstreifige genannt.

Die chemische Zusammensetzung eines normalen Granulites aus einem Bruche zwischen Aggsbach und Gurhof in Oesterreich ist nach E. Hornig: SiO_2 : 73.04, Al_2O_3 : 8.23, Fe_2O_3 : 1.35, FeO : 6.27, MnO : 2.32, CaO : 1.18, K_2O : 7.11.

An accessorischen Gemengtheilen ist der Granulit arm. Turmalin erscheint in schwarzen Nadeln oder büschelförmigen Aggregaten, oft so reichlich, dass er fast den Granat zu ersetzen scheint und dann als Turmalingranulit bezeichnet werden kann, auch mit paralleler Anordnung der Turmalinprismen, z. B. bei Zwiesel im bayrischen Wald, bei Siebitz im Böhmer Wald. Turmalin und Disthen, der oben schon genannt war, scheinen im Allgemeinen einander auszuschliessen. Hornblende ist selten, kommt jedoch z. B. bei Gurhof in Oesterreich vor. Dieselbe erscheint oft in rundlichen Aggregaten beigemengt, fleckenartig auf dem Gesteinsbruche hervortretend, dadurch entsteht der sog. Flecken-

granulit, wie er z. B. am Gloggnitzer Schlossberg bei Wiener-Neustadt auftritt.

Neben der oft durchaus vollkommenen, ebenflächigen Schieferung, die durch die hin und wieder papierdünnen, parallel liegenden Quarzlamellen bedingt wird, tritt auch eine sehr regelmässige, meist dieser Schieferung parallel gehende Schichtung hinzu, so dass eine plattenförmige Absonderung erfolgt. Der Granulit wechsellagert an manchen Punkten, z. B. Waldheim und Callenberg in Sachsen, Budweiss in Böhmen mit Serpentinbänken; als regelmässige Einlagerung im Gneiss erscheint er u. a. bei Aschaffenburg im Spessart; Lagergänge im Grünsteinschiefer bildet er zu Gulfjeld bei Bergen in Norwegen, gangförmig durchsetzt er den Glimmerschiefer am Ebersberge bei Eisenach, den Gneiss zu Condrieux bei Lyon, den Granit bei Barr in den Vogesen.

Die Gegenden, in denen vorzüglich Granulite auftreten, sind: das sächsische Erzgebirge von Penig und Waldheim, wo eine etwa 6 Meilen lange und 2½ Meilen breite Granulit-Ellipse von einem Mantel von Glimmerschiefer umhüllt ist; in Ostbayern bei Tirschenreuth und im Bärnauer Gebirge; in Böhmen südwestlich und westlich von Budweiss, bei Krumau und Christianberg, und im Egerthale bei Wartha; in Mähren; in den Vogesen bei Remiremont und Barr, in Niederösterreich bei Gloggnitz und Krems, in der Umgegend von Lyon bei Rive de Gier und Condrieux, in Norwegen, im Ural u. A.

Trappgranulit. Mit diesem Namen wird eine von den eigentlichen Granuliten chemisch und mineralogisch abweichend constituirte Varietät bezeichnet, welche meist durch dunklere, grünlich-schwarze Farben ausgezeichnet ist und welche neben Quarz vorzüglich Plagioklas, oft ausschliesslich, oft mit Orthoklas zusammen enthält. Ausserdem ist ziemlich reichlich Magnetit und ein grünes, glimmerähnliches oder chloritisches Mineral vorhanden, an dessen Stelle und mit dem zusammen auch Hornblende in das Gemenge eintritt. Diese Varietät des Granulites ist entweder sehr granatarm oder ganz aussergewöhnlich granatreich. In den granatreichen

tritt mitunter eine bemerkenswerthe Gruppirung der Gemengtheile unter dem Mikroskope hervor: jedes Granatkörnchen ist von einer lichtfarbigen, ringförmigen Quarzfeldspathzone umgeben oder Glimmer und Magnetit umsäumen dieselben in radialer Stellung, eine ähnliche Erscheinung, wie sie Granat und Hornblende in den Eklogiten zeigen.

Die chemische Zusammensetzung der Trappgranulite ist in der Regel eine an Kieselsäure etwas weniger reiche, dagegen an Kalk und Magnesia statt der Alkalien, sowie an Eisenoxydul reichere, wie die der gewöhnlichen Granulite. Aus den Analysen von Stelzner ergiebt sich im Mittel: SiO_2 : 52.30, Al_2O_3 : 13.60, FeO : 14.96, CaO : 10.0, MgO : 7.13, H_2O : 1.70.

Die Trappgranulite treten in vielfach wiederholter Wechsellagerung mit den normalen Granuliten Sachsens und mit Gabbros in nicht sehr mächtigen, aber scharf begrenzten Platten und Bänken zwischen Penig und Rochsburg bei Mittweida, Limbach, Burgstädt in Sachsen auf.

3. Porphyroide (Flaserporphyre).

In einer porphyrartigen, felsitischen Grundmasse, die durch eingelagerte Lamellen und Schuppen von Glimmer oder einem glimmerähnlichen sog. sericitischen Minerale eine flaserige oder schiefrige Struktur angenommen haben, liegen Einsprenglinge von Feldspath (Orthoklas oder Albit) und Körner oder Krystalle von Quarz. Diese porphyrartigen krystallinischen Schiefer stehen also gewissermaassen in der Mitte zwischen den massigen Gesteinen der Felsitporphyre und den flaserigen Gneissen und Sericitschiefern. Nach der Natur der Feldspathe könnte man dieselben füglich in Orthoklas- und Albitporphyroide unterscheiden. Die Feldspathe erscheinen meist mit unregelmässigen, zerrissenen und abgerundeten Contouren, mehr oder weniger zersetzt, selten frisch. Sie haben weisse, gelbliche, röthliche, fleischrothe oder graublaue Farben. Die Orthoklase zeigen meist rektanguläre Prismen oder tafelförmige Krystalle, der Albit lässt sehr

oft deutlich die trikline Streifung wahrnehmen. Auch die Quarzkörner zeigen nur selten regelmässige Querschnitte; rauchgraue bis dunkelblaugraue Farbe, starker Fettglanz und muscheliger Bruch lassen sie gut erkennen. Das glimmerähnliche Mineral ist entweder ein helles, fast weisses, palagonitähnliches oder ein gelbgrünes, hellglänzendes, mehr talkähnliches, der Sericit. Auch kommen beide zusammen vor und sind dann oft schwer auseinander zu halten. Zu dem Feldspathe scheint der Sericit in bestimmter Beziehung zu stehen, indem er ihn zonenweise umgiebt, wie im Porphyroide des Taunus. Aber auch in den belgischen Porphyroiden ist derselbe immer ersichtlich reichlicher um den Feldspath, als um den Quarz. Zwischen den Bestandtheilen der Grundmasse, die sich unter dem Mikroskope immer als ein individualisirtes, nie mikroaphanitisches Gemenge von Quarz und Feldspath auflöst, erscheint noch ein jedenfalls von dem Sericit verschiedenes, grünes, chloritisches Mineral, dessen Lamellen aber eben so oft innig zwischen die sericitischen Parthien eingefügt scheinen. Dass in manchen Fällen auch Pyrophyllit an der Zusammensetzung dieser Porphyroide Theil nimmt und ihm vielleicht ein Theil der sog. sericitischen Lamellen zugerechnet werden kann, erscheint in den belgischen Ardennen an einigen Oertlichkeiten gewiss. Mikroskopisch ist in den Porphyroiden in einiger Verbreitung noch Epidot und oft recht reichlich Apatit gefunden worden, z. B. in dem Porphyroide von Steenkuyp in Belgien.

Die chemische Zusammensetzung eines Orthoklasporphyroides mit Quarz und lichtgelblich-grauem Paragonit von der oberen Halbinsel von Michigan ist nach Aarland (Credner): SiO_2 : 66.70, Al_2O_3 : 15.90, Fe_2O_3 : 4.70, Na_2O : 5.50, K_2O : 8.06.

Die Orthoklasporphyroide treten in ausgedehnten Schichten als vollkommen gleichalterige Bildungen mit Thonschiefern, Grauwacken der Uebergangsformation im Harze und in Michigan in Nord-Amerika auf; die Albitporphyroide in grosser Verbreitung in der Schichtenreihe der Taunuskette, sowie in ganz charakteristischer Ausbil-

dung auch zu Fauquez, Rebecq-Rognon und Pitet in Belgien, sowie in grösserer Verbreitung und Mannichfaltigkeit in den belgischen und französischen Ardennen. Lager von solchen Porphyroiden sind auch innerhalb der ältesten Schieferzone Thüringens zwischen Schwarzenbrunn und Sitzendorf nachgewiesen.

4. Sericitschiefer.

Diese schliessen sich ganz enge an die Albitporphyroide an, von denen sie gewissermaassen die feinkörnigste und vollkommenste schiefrige Ausbildung darstellen. Es sind deutlich körnige, schiefrige, grob- oder feinflaserige Gemenge, wesentlich aus einem feldspathigen Bestandtheil, der in der Regel Albit zu sein scheint, aus Quarz und Sericit bestehend; dieser letztere spielt hier ganz dieselbe Rolle, wie der Glimmer in den älteren krystallinischen Schiefern und Glimmerschiefern. Die Gemengtheile, der oft noch deutlich lamellar gestreifte Feldspath, sowie der Quarz, zeigen wie in den Porphyroiden vorherrschend zerrissene und äusserst unregelmässige Contouren und eine trübe, zersetzte Beschaffenheit. Der Quarz enthält ausser manchmal zahllosen Flüssigkeitseinschlüssen mit winzigen, lebhaft oscillirenden Libellen auch secundäre Flüssigkeitseinschlüsse ohne Libelle, die als Infiltrationsprodukte gelten können. Ueber die Beziehungen des Sericites zu dem Feldspath gilt auch hier das bei den Porphyroiden Gesagte. Ausser dem Sericit pflegt unter dem Mikroskope noch ein etwas anders gefärbtes glimmerartiges Mineral, wenn auch nicht näher bestimmbar, sich wahrnehmen zu lassen; immer ist ein chloritischer Bestandtheil, sowie in geringer Menge und feiner Vertheilung auch Magnetitkörnchen vorhanden.

Man kann zwei schon durch ihre verschiedenen Farben scharf getrennte Arten der Sericitschiefer unterscheiden:

Grüne Sericitschiefer, von schön dunkelgrüner Farbe, schimmerndem Seidenglanz auf den Bruchflächen, ziemlich hart und fest, oft gefältelte Schieferung zeigend, durch Verwitterung gelb und braun werdend, mit Quarzschnüren und Trümmern. Sie sind sericit- und chloritreich,

enthalten viel Albit und haben folgende Zusammensetzung: SiO_2: 60.23, TiO_2: 1.49, Al_2O_3: 15.96, Fe_2O_3: 1.11, FeO: 4.94, MgO: 2.67, CaO: 2.19, K_2O: 2.58, Na_2O: 6.71, PO_5: 0.04, CuO: 0.05, H_2O + FlSi: 2.13. Sp. G. = 2.788.

Die rothen Sericitschiefer, von violetter, rothbrauner, oft kirschrother Farbe, weich, seidenartig glänzend, fettig anzufühlen, durch grün gefleckte Varietäten mit den vorhergehenden verbunden, sind sehr albitarm, enthalten ausser Sericit und Chlorit auch Glimmer. Ihre Zusammensetzung ist: SiO_2: 55.84, TiO_2: 0.51, Al_2O_3: 15.62, Fe_2O_3: 4.86, FeO: 8.25, MgO: 1.39, CaO: 0.50, K_2O: 6.13, Na_2O: 1.70, FlSi, H_2O: 5.19. Sp. G. = 2.882.

Es lassen sich im Allgemeinen folgende Varietäten der sericithaltigen Schiefergesteine unterscheiden:

Quarzreiche, chloritfreie oder chloritarme Sericitgneisse: dieselben enthalten nur wenig Albit. Dahin lassen sich namentlich die Gesteine des rechtsrheinischen Taunus bei Rambach, Sonnenburg und Dotzheim rechnen.

Albit- und chloritreiche, aber quarzarme Sericitgneisse: aus dem linksrheinischen Taunus bei Gebroth u. A.

Sericitglimmerschiefer: Gesteine, in denen lagenweise vertheilte, derbe, hornsteinähnliche Quarzlinsen mit gelblich grünem oder dunkellauchgrünem, talkähnlichem Sericit, untermischt mit lebhaft glänzenden, silberweissen Glimmerschüppchen und dunkelgrünen Chloritschuppen, eine gebänderte grobflaserige oder grobkörnig schiefrige Struktur bewirken. Albit ist in diesen nur untergeordnet vorhanden. Sie erscheinen auf dem rechten Rheinufer bei Kiedrich am Scharfenstein, bei Soden und Frauenstein, in den belgischen Ardennen bei Ottrez und in Obersteiermark bei Murau.

Die eigentlichen Sericitphyllite, wozu alle solche dichten Varietäten gerechnet werden können, in denen die einzelnen Gemengtheile nicht mehr mit blossem Auge zu unterscheiden sind, wie die meisten der oben angeführten grünen und rothen Sericitschiefer.

Ausser diesen Varietäten kann man mit Lossen noch

solche Sericitschiefer besonders unterscheiden, in denen deutlich ausgeschiedener Augit erkennbar ist. Sie zeigen im Allgemeinen ausser dem Augit die Gemengtheile der gewöhnlichen Sericitschiefer: Albit, Chlorit, Sericit, Quarz, Kalkspath, untergeordnet Magnetit, Eisenglanz und Eisenkies. Diese, grünen Diabasschiefern durchaus ähnliche Gesteine sind entweder durch aus der Grundmasse hervortretende Augitkrystalle, als Augitsericitschiefer, wie sie bei Winterburg, Dalberg u. a. im Taunus vorkommen, oder durch die Beimengung blättrigen Kalkspathes, als: Sericitkalkphyllite charakterisirt, die ebenfalls im Taunus auftreten.

Die Sericitschiefer finden sich in vorzüglicher Entwicklung in der Taunuskette und im Ostharze und sind hier durch die trefflichen Arbeiten Lossens eingehend beschrieben worden. Ausserdem finden sich solche Gesteine in den belgischen Ardennen und ohne Zweifel auch in den anstossenden Theilen der Rheinprovinz und Luxemburgs; auch in den Salzburger Alpen und in Obersteiermark sind sie nachgewiesen. Eine genauere Untersuchung der Thonschiefer und Phyllite wird im Allgemeinen gewiss eine noch ausgedehntere Verbreitung dieser durch die sog. sericitischen, glimmerähnlichen Mineralien charakterisirten Gruppe ergeben.

5. Thonglimmerschiefer (echte Phyllite, Urthonschiefer).

Die Phyllite sind unter den krystallinischen Schiefern die Gesteine, welche als der vollkommenste Typus der Schieferstruktur gelten können. Sie sind meist mikrokrystallinisch ausgebildet, jedoch lassen manche auch mit dem blossen Auge eine körnige Beschaffenheit erkennen. Sie besitzen vorwiegend dunkelgraue, grünliche oder schwarzblaue Farbe, mit glimmerartigem Glanz auf den Schieferungsflächen. Erst unter dem Mikroskope können die einzelnen Bestandtheile erkannt werden, und wenn es auch nicht immer möglich ist, dieselben alle mit Sicherheit mineralogisch zu bestimmen, so ergiebt sich doch, dass dieselben im Allgemeinen kleine Quarzkörner,

Glimmer- und Chloritblättchen und etwas Feldspathkörner sind. Schon die vielfachen direkten Uebergänge, die man zwischen makrokrystallinen Glimmerschiefern und den oft vollkommen aphanitischen Phylliten gefunden hat, liessen eine solche mineralische Constitution voraussehen. Recht schwer bleibt es, auch unter dem Mikroskope, die jedenfalls verschiedenartigen, blättrigen und schuppigen Mineralien der Glimmer-, Chlorit- und Talkgruppen von einander zu trennen, sie geben auch stark vergrössert keine recht scharfen Erkennungsmerkmale wegen ihrer winzigen Kleinheit und durch ihr häufiges inniges Verwachsensein. Ebensowenig gelingt es in allen Fällen, wirklich krystallinische und klastische Elemente von einander zu unterscheiden, wenngleich das bei den nicht gar zu feinkörnigen Schiefern recht gut möglich ist. Jedenfalls haben die verschiedenen, wenn auch äusserlich gleichartig erscheinenden Thonglimmerschiefer eine sehr wechselnde petrographische Constitution. Die Phyllite der Ardennen bestehen aus einem glimmerartigen, durch Schwefelsäure zersetzbaren, aus einem chloritischen, durch Salzsäure zersetzbaren Mineral und aus Quarz nebst wenig Feldspath. In manchen dieser Schiefer ist Pyrophyllit (ein gewässertes Thonerdesilikat) das glimmerartige, durch Schwefelsäure lösliche Mineral, wie es nach Fickenscher auch in manchen sächsischen Phylliten mit Hercynit (Magnesia - Eisenoxydul - Thonerde) und Titaneisen vorkommt. Die Phyllite von Lunzenau bestehen dagegen ebenfalls nach Fickenscher aus Damourit, Delessit, Quarz und Titaneisen. Die in diesen Schiefern auftretenden glimmerartigen Blättchen werden mit dem Namen Plagiophyllit belegt. Die ostbayrischen Urthonschiefer bestehen nach Gümbel aus Chlorit, aus gewässertem Thonerdesilikat, also wohl Pyrophyllit und Quarz. Der Chlorit ist ein eisenoxydulreicher, der als Phyllochlorit bezeichnet wird. Als ein ziemlich constanter, durch das Mikroskop nachweisbarer Bestandtheil ist jedenfalls auch der meist trikline Feldspath anzusehen, von dem makroskopisch nur in seltenen Fällen eine Spur wahrzunehmen ist. Manche Phyllite, z. B. die der Ardennen, sind ziemlich reich an

Hornblende, die parallel den Glimmerblättchen gelagert scheint; oft nur äusserst winzige Individuen, zuweilen aber so reichlich, dass Uebergänge in Hornblendeschiefer dadurch bewirkt werden.

Eine schon in diesen Beispielen hervortretende schwankende Zusammensetzung hat sich nun auch stets durch die chemischen Untersuchungen von Phylliten ergeben. Der Gehalt an Kieselsäure kann in denselben von 45—74 % variiren, daneben ändert sich dann umgekehrt vorzüglich der Gehalt an Thonerde. Eine mittlere Zusammensetzung der Phyllite lässt sich kaum berechnen. Ein jedenfalls typischer Thonglimmerschiefer von Wernersreuth in Ostbayern hat nach Gümbel die folgende: SiO_2:62.83, Al_2O_3: 22.44, FeO:4.32, Na_2O:5.51, K_2O:2.74, H_2O:0.9. Verl.:0.7.

Auch bei diesen Schiefern gewähren genaue vergleichende Untersuchungen der durch verschiedene Säuren: Salzsäure, Schwefelsäure zersetzbaren und der nicht zersetzbaren Antheile, verbunden mit der mikroskopischen Analyse, jedenfalls gute Resultate zu wirklicher Bestimmung der einzelnen Gemengtheile.

Gewisse accessorische Gemengtheile pflegen in den Phylliten in den verschiedensten Gegenden mit einer gewissen Constanz aufzutreten, so dass man nach ihnen verschiedene Arten dieser Schiefer unterschieden und benannt hat. Diese sind:

Chiastolithschiefer: Meist dunkelfarbige, graue oder blauschwarze, sehr dichte Schiefer, in denen bald mehr, bald weniger reichlich Krystalle von Chiastolith eingewachsen sind, nur selten von besonderer Grösse und gut entwickelter Krystallform, sondern meist nur gelbliche, sich auf dem dunklen Gestein scharf abhebende Leisten, die aber im Querbruche die charakteristische kreuzförmige Einlagerung schwarzer, kohliger Schiefersubstanz zeigen. Nur vereinzelt kommen auch grössere Krystalle vor, z. B. in der Bretagne bei St. Brieux und an einigen Orten der Pyrenäen. Solche Chiastolithschiefer sind in Sachsen bei Strehla und Leuben, bei Gefrees im Fichtelgebirge, in der Bretagne bei Rochefort, Salles de Rohan, besonders aber in den Pyrenäen entwickelt,

hier in den Umgebungen von Pragnères, beim Weiler Pradviel im Luchonthale, in der nach dem spanischen Gistainthale führenden Schlucht (hier 6—8 Zoll lange Krystalle) auf der Höhe von Port de Saleix, dann auch bei St. Jago de Compostella in der Sierra Morena, bei Christiania in Norwegen und bei Sterling und Lancaster in Massachusetts.

Staurolithschiefer: ein sehr glimmerreicher Phyllit mit Staurolithkrystallen im Thale von Bagnères in den französischen Pyrenäen; in Tennessee und zu Charlestown in Nord-Hampshire, wo der Staurolith eine dem Chiastolith ähnliche kreuzförmige Einlagerung zeigt und eigenthümliche Uebergänge in Andalusit an den Stellen erkennen lässt, wo der glimmerreiche in glimmerarmen Thonschiefer übergeht.

Ottrelitschiefer. Graue oder graugrüne Schiefer, in welchen kleine, sechsseitige, grünliche Blättchen von Ottrelit eingewachsen sind. An der Grundmasse nehmen ausser Quarz und Feldspathkörnchen reichlich zarte Blättchen und Fasern eines glimmerartigen Minerales Theil. Die Ottrelitblättchen sind immer makroskopisch. Unter dem Mikroskop sind sie erfüllt mit mancherlei Einlagerungen: Quarz-, Feldspathkörnchen, sowie winzige kleine Prismen eines braungrünen Minerales mit pyramidaler Endigung, ähnlich den für die Thonschiefer charakteristischen Mikrolithen. Eine einfach lichtbrechende Masse, zwischen den Gemengtheilen nur äusserst spärlich hervortretend, muss wohl als opalartiges Cäment gelten. Die Ottrelitschiefer finden sich vorzüglich bei Ottrez in den belgischen Ardennen, im Ossauthale in den Pyrenäen, bei Grünberg und Schwarzenreuth in der bayrischen Pfalz und zu Billingham in Massachusetts.

Dipyrschiefer. Graue, zersetzt kalkige Thonschiefer mit vielen kleinen Dipyrkrystallen erfüllt. Unter dem Mikroskope lässt sich ein anscheinend aus einem vorherrschenden glimmerartig schuppigen Minerale und klastischen Quarz- und Feldspathkörnern bestehendes Gemenge erkennen, in dem zahllose, durch die ganze Schiefermasse zerstreute, meist haarförmige, winzige Mikrolithe

liegen, denen der Thonschiefer ganz ähnlich. Die weissen Dipyrkrystalle enthalten gleichfalls reichliche derartige Einschlüsse, auch Quarzkörnchen, so dass hierdurch das Ergebniss der bisherigen analytischen Untersuchungen des Dipyrs jedenfalls beeinträchtigt werden musste. Vorkommen: bei der Mühle von Libarens bei Mauléon (basses Pyrénées) und bei Angoumer (Ariège).

Knoten-, Frucht-, Garben-, Fleckschiefer. In meist dichten, glimmerreichen Schiefern, oft fein schuppig ausgebildet, treten kleine, verschiedenfarbige und verschieden gestaltete Concretionen auf. Sie bilden entweder kleine, hirsekorngrosse Körner und Knötchen (Knotenschiefer), oder etwas langgezogene Getreidekorn ähnliche Formen (Fruchtschiefer), sind büschelförmig, oft vollkommen sternförmig, radial gruppirte Aggregate (Garbenschiefer), oder endlich es sind nur dunkler gefärbte, aber gegen die übrige Masse nicht scharf abgegrenzte Flecken (Fleckschiefer). Unter dem Mikroskope zeigt sich, dass auch die wirklichen Concretionen dieser Art nicht etwa aus einer einheitlich individualisirten Masse bestehen, sondern dass sie in der Regel nur dichter gedrängte oder an Glimmer, an Graphit oder kohligen Theilchen oder einer andern färbenden Substanz reichere Aggregate derselben mikroskopischen Bestandtheile sind, welche auch die übrige Schiefermasse bilden. So sind im Garbenschiefer von Tirpersdorf bei Oelsnitz in Sachsen die garbenförmigen Gebilde nichts weiter als ein Aggregat von winzigen Glimmerlamellen, Quarzkörnern, dunkelen, opaken Partikelchen mit etwas grösseren Blättchen von grünem Magnesiaglimmer, wie es die ganze Schiefermasse selbst ist, nur sind sie ockergelb gefärbt. Auch die Concretionen im Knotenschiefer von Wesenstein scheinen nur durch beigemengten Graphit oder kohlige Substanz dunkler gefärbte Aggregate der Mikrogemengtheile der Schiefermasse zu sein, oft mit einer in radialer Stellung die Knoten umsäumenden Glimmerzone. In den Knoten- und Fruchtschiefern der Pyrenäen werden manche dieser Concretionen für Andalusit gehalten, was jedoch nicht unzweifelhaft richtig sein dürfte. Im Allgemeinen werden sich dieselben irgend

einem bestimmten Minerale nur ausnahmsweise anreihen lassen.

Auch die chemische Untersuchung hat in den meisten Fällen eine ziemlich vollkommene Uebereinstimmung der Zusammensetzung der Concretionen und der Schiefermasse selbst ergeben. Ein Fruchtschiefer von Lac d'Oo besteht nach Fuchs aus: SiO_2 : 60.91, Al_2O_3 : 21.85, Fe_2O_3 : 4.81, FeO : 4.05, MgO : 1.32, CaO : 0.92, Na_2O : 0.37, K_2O : 1.96, SO_3 : 0.09, PO_5 : 0.01, H_2O : 3.22. Die chemische Zusammensetzung der in diesem Schiefer liegenden Concretionen, die fest mit der aus einem Aggregat von Glimmerblättchen und Quarz bestehenden Schiefermasse verbunden und wie diese selbst beschaffen sind, ergab: SiO_2 : 58.97, Al_2O_3 : 23.96, Fe_2O_3 : 4.14, FeO ; 5.61, MgO : 0.61, CaO : 0.30, Na_2O : 0.25, K_2O : 1.22, H_2O : 4.12. Solche Schiefer finden sich in den Gebieten der Phyllite vorzüglich in den Contaktzonen nach Graniten und Syeniten hin, so: bei Lengefeld und Lunzenau in Sachsen, bei Tirschnitz, Grossensees in Ostbayern, in den Umgebungen des Lac d'Oo, am Pic du Midi de Bigorre u. a. O. in den Pyrenäen. Fleckschieferartige Gesteine, in denen die Concretionen aus Chlorit mit einem feldspathigen Kerne bestehen, sind die sog. Spilosite am Harze, ebenfalls Gesteine der Contaktzone der Schiefer gegen Diabase hin. Die mit ihnen zusammen vorkommenden Desmosite sind durch eine bandartige Anordnung abwechselnder heller, felsitischer, also quarzfeldspathiger und dunkler chlorithaltiger Lagen ausgezeichnet.

Die Phyllite oder Urthonschiefer setzen in Verbindung mit krystallinischen Kalken, Quarziten, Diabasen, Erzlagerstätten die oberen Niveaus der sog. primitiven oder laurentischen Gneissformation zusammen, so im Erzgebirge von Sachsen und Böhmen, in Ostbayern, in Mähren, Schlesien, den Ardennen, Alpen, Pyrenäen, Schottland, Irland, Norwegen, Nord-Amerika.

Eine eigenthümliche Zusammensetzung zeigt nach Zirkel unter dem Mikroskope der Phyllit von Recht bei Malmedy, ein Glied des Silurs. Es ist ein violetlich graues Gestein und erscheint mit zahlreichen, bis stecknadelkopfgrossen, rostbraunen

oder braunrothen Körnchen gesprenkelt. Diese Körnchen sind ein lockeres oder compakteres Haufwerk von dünnen Eisenglanztäfelchen, die auch regellos durch die ganze Schiefermasse zerstreut liegen. Farblose, zarte Glimmerleisten und Lamellen, oft in parallelen Zügen verlaufend und eine feine Fältelung bewirkend, sind der zweite Gemengtheil. Quarz und Feldspath scheinen gänzlich zu fehlen, dagegen tritt als dritter Gemengtheil Granat in äusserst winzigen, blass röthlichen Körnchen auf, die grösseren von einer Eisenoxydhaut bedeckt. Ein gelbgrünes, prismatisches, ebenfalls sehr kleines Mineral, hat mit dem Augit einige Aehnlichkeit; schwarze, unregelmässige, anscheinend platte Körnchen dürften vielleicht am ehesten einer kohligen Substanz angehören.

6. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein Gemenge von Quarz und Glimmer, die in abwechselnden Lagen geordnet sind; je nachdem dieselben dünner oder dicker sind, entstehen dünn- oder dickschiefrige Varietäten.

Wenn der Glimmer in einzelnen Blättern und Schuppen erscheint, welche grössere linsenförmige Quarzwülste umgeben, so ist die Struktur nur unvollkommen schiefrig oder grobfaserig, bildet er aber vollkommen parallele und ebenflächige, zusammenhängende Membranen zwischen den Quarzlagen, so ist die Schieferung gleichfalls sehr vollkommen und ebenflächig. Auf den Spaltungsflächen dieser letzteren tritt nicht selten eine feine, wellige Fältelung der Glimmermembrane hervor: Faltenglimmer. Der Glimmer ist bald der weisse Kaliglimmer, bald der dunkle Magnesiaglimmer, seine Farben bedingen wesentlich auch die Farben des ganzen Gesteines. Nicht selten finden sich übrigens beide Glimmerarten in ein und demselben Gesteine und es wird dadurch wohl eine fleckige Färbung desselben bewirkt: gefleckte Glimmerschiefer. Der Quarz tritt in der Form von Körnern auf dem Querbruche im Gesteine hervor, oft deutlich linsenförmig plattgedrückt. Das Mengenverhältniss zwischen Quarz und Glimmer ist ein ausserordentlich wechselndes, es giebt Glimmerschiefer, in denen man den spärlichen Quarz

fast gar nicht mehr wahrnehmen kann, im entgegengesetzten Falle treten die wulstförmigen Quarzknauer sehr stark hervor und nehmen oft so überhand, dass daraus Quarzitschiefer entstehen kann; zwischen diesen Endgliedern liegen alle möglichen Zwischenstufen. Lagenglimmerschiefer nennt man solche dickschiefrigen Varietäten, in denen Lagen von Quarz und Glimmer bänderartig abwechseln: z. B. bei Eger in Böhmen und Gefrees im Fichtelgebirge. Unter dem Mikroskope zeigen die Glimmerschiefer keine besonderen Eigenthümlichkeiten, sie erscheinen als ein maschenförmiges Netz von klaren, an Flüssigkeitseinschlüssen reichen Quarzkörnern mit den diese umsäumenden Glimmerlamellen, dazwischen färbendes Eisenoxyd, Kohlentheilchen und auch die farblosen, nadelförmigen oder braunen Krystalliten, die in den Thonschiefern häufig sind.

Bei dem wechselnden Gehalte an Quarz, dem zu Folge der Kieselsäuregehalt von 40—80 % schwanken kann, ist eine Durchschnittszusammensetzung nicht wohl zu geben. Ein sehr quarzreicher Glimmerschiefer vom Monte Rosa besteht nach Zulkowsky aus: SiO_2 : 82.38, Al_2O_3 : 11.85, FeO : 2.28, MgO : 7.05, Na_2O : 0.38, K_2O : 0.83, H_2O : 0.77. Ein hingegen sehr glimmerreicher (weisser und schwarzer Glimmer) von der Insel Ahlön hat nach Kuhlberg die Zusammensetzung: SiO_2 : 61.23, Al_2O_3 : 16.52, Fe_2O_3 : 4.11, FeO : 7.06, MgO : 3.69, CaO : 3.85, Na_2O : 1.83, K_2O : 1.24, H_2O : 0.45.

Die Glimmerschiefer sind im Allgemeinen ausserordentlich reich an oft sehr schön krystallisirten accessorischen Gemengtheilen. Wohl am verbreitetsten ist der rothe oder braune Eisenthonerdegranat, fast in allen Glimmerschiefern vorhanden, wird er in manchen oft mehrere Zoll gross, die Krystalle liegen zuweilen so dicht gedrängt, dass das Gestein fast wie ein Granatconglomerat aussieht, so z. B. am Granatenkogel im Oetzthal, im Zillerthal, zu Waldsassen in Bayern. Dagegen scheint in den Glimmerschiefern der Pyrenäen der Granat nach Zirkel zu fehlen. Von anderen accessorischen Mineralien sind noch zu nennen: Feldspath, Hornblende, Andalusit, Chiastolith, Tur-

malin, Staurolith, Cyanit, Cordierit, Epidot, Smaragd, Chlorit, Talk, Apatit, Flusspath, Kalkspath, Graphit, Eisenglimmer, Eisenkies, Magnetit und Gold. Auch auf Drusenräumen und Klüften erscheinen reichlich schön krystallisirte Mineralien, so am St. Gotthardt: Adular, Axinit, Anatas, Rutil, Epidot, Brookit, Titanit, zu Libethen eine Reihe von Kupfermineralien, und an vielen Orten Zeolithe: Analcim, Stilbit, Heulandit, Chabasit und Prehnit. Manchmal durchziehen ihn Nester und Trümmer von Quarz, Idokras und Magnetit.

Durch das besonders reichliche Vorkommen einiger seiner accessorischen Gemengtheile werden Uebergänge zu anderen Gesteinen gebildet, so durch die Turmalinglimmerschiefer, Chlorit-, Talk-, Hornblendeglimmerschiefer.

Als Varietäten der Glimmerschiefer verdienen ausser diesen noch besondere Erwähnung die folgenden:

Paragonitschiefer. Ein in den Alpen vorkommender, z. B. am St. Gotthardt bedeutend entwickelter Glimmerschiefer, dessen Glimmer der mit dem Namen Paragonit belegte Natronglimmer ist. Derselbe erscheint in zwei Varietäten, die eine ist besonders durch ihre weisse Farbe und ihren Seidenglanz ausgezeichnet und enthält schöne Staurolith- und Cyanitkrystalle, letztere auch zahlreich in mikroskopischen Individuen. Die andere dunklere Varietät enthält neben dem hellen Paragonit einen grünen oder gelben zweiten Glimmer, auch ein lepidomelanähnliches Glimmermineral. In beiden erscheint ein stellenweise dichtes Gewirre stäbchenförmiger Mikrolithe, kreuz und quer durcheinander liegend, auch mikroskopische Hornblende- oder Epidotkryställchen.

Die chemische Zusammensetzung eines Paragonitschiefers vom St. Gotthardt ist nach Rammelsberg: SiO_2: 46.81, Al_2O_3: 40.06, MgO: 0.65, CaO: 1.26, Na_2O: 6.40, H_2O: 4.82.

Ausser in den Alpen auch im Staate Michigan in N. Amerika.

Amphilogitschiefer. Grünlich weisser, feinschuppiger Glimmerschiefer mit nur 40 % SiO_2, also

jedenfalls quarzarm, aber wohl talkreich, aus dem Zillerthal.

Nacritid. Ein Glimmerschiefer mit schwarzem und weissem Glimmer aus dem Puncha Creek Thal, westlich vom Pikes-Peak in Arkansas.

Graphitglimmerschiefer, in dem an die Stelle des Glimmers Blättchen von Graphit treten, die das Gestein um so dunkler färben, je reichlicher sie vorhanden sind. Der weisse Quarz oft nur auf dem Querbruche zu erkennen. Schwarzenberg in Sachsen, Kaisersberg in Steiermark, Huffiner in Wallis, Cummington in Massachusetts.

Eisenglimmerschiefer, worin an Stelle des Glimmers der schuppige Eisenglanz: Eisenglimmer tritt. Als werthvollen accessorischen Gemengtheil enthält er gediegen Gold. Er ist sehr verbreitet in der brasilianischen Provinz Minas Geraes und in Südcarolina, in beiden Gegenden zwischen Urthonschiefer und Itacolumit gelagert.

Kalkglimmerschiefer. Ein vorherrschend aus körnigem Kalke, aus Glimmer und wechselnden Mengen von Quarz bestehender Schiefer. Die meist linsenförmigen Parthien von körnigem Kalke wechseln mit Glimmerlagen ab, so dass eine sehr vollkommen dick- oder dünnschiefrige Struktur bewirkt wird. Der Glimmer ist meist weisser Kaliglimmer. Unter dem Mikroskope zeigen sich am körnigen Kalke dieselben Streifungen lamellarer Zwillingsverwachsung, wie an dem Marmor.

Die chemische Zusammensetzung eines solchen von Prettau in Tyrol ist nach A. v. Hubert: SiO_2 : 48.0, Al_2O_3 : 13.53, $CaCO^3$: 22.67, $MgCO^3$: 3.20, Fe_2O_3 : 4.87, MnO : 2.67, K_2O : 2.0, Na_2O : 1.07, H_2O : 1.73. Natürlich kann der Gehalt an den Carbonaten ein sehr verschiedener sein.

Durch Hinzutreten von Chlorit oder Talk zeigen die Kalkglimmerschiefer Uebergänge in die entsprechenden Schiefer. Dieselben sind ziemlich verbreitet in den Savoyer Alpen, am Mont Cenis, Mont Blanc, am Grossglockner in den Kärnthner und Salzburger Alpen.

Wenn an Stelle des Kalkes feinkörniger Dolomit als Ge-

mengtheil erscheint, wie z. B. am Lukmanier Pass, so wird ein solcher Dolomitglimmerschiefer genannt. Kalkthonschiefer wird ein Gestein genannt, welches aus feinkörnigem bis dichtem Kalke mit lagenweise eingeschalteten, dünnen, glänzenden Thonhäuten besteht, zwischen Kalkstein und Thonschiefer in der Mitte stehend. Solche Gesteine bilden verbreitete Ablagerungen bei Martigny und Lax in Wallis und in den Salzburger Alpen. Kalkpistacitschiefer heissen schiefrige Gesteine aus Kalk, Pistacit und Glimmer, dazu stellenweise Albit, Quarz, Eisenglanz, Magnetit und Eisenkies, die in langen Zügen im nordöstlichen Böhmen auftreten. Egeranschiefer ist ein dünnschiefriges, lichtes Gemenge von Kalkspath, einem sahlitartigen Mineral, Tremolith und Glimmer, accessorisch: Egeran, Granat, Quarz, Albit; bei Haslau im böhmischen Egerkreis.

Alle Glimmerschiefer zeigen ausser der Schieferung meist eine sehr deutliche Schichtung und zwar erscheinen sie in vollkommen regelmässiger Wechsellagerung, sowohl mit anderen ähnlichen Schiefern, als auch mit Quarziten, Hornblende-, Talk- u. a. Schiefern. Dem Urgneiss parallel eingeschaltet erscheint Glimmerschiefer z. B. bei Hermsdorf in Sachsen, in Kärnthen u. a. O. In solchem Lagerverbande bildet er das wesentlichste Glied der altkrystallinischen Schieferformation, der sog. Huronischen Formation und erscheint in gewaltiger Verbreitung und mächtigen Gebirgsmassen im Erzgebirge, Riesengebirge, den Sudeten, den Schweizer, Tyroler und Salzburger Alpen, in Schottland, den Pyrenäen, der Sierra Nevada in Spanien, in Skandinavien, dem Ural und in Nord-Amerika.

7. Itacolumit.

Der Itacolumit ist ein schiefriges Gemenge aus Quarzkörnchen und Blättern und Schuppen von weissem Glimmer, auch mit etwas Talk oder Chlorit untermengt, oft von einem durchaus sandsteinähnlichen Charakter. Die feinen, aus Glimmerblättchen gebildeten Membranen ziehen sich, nur sehr dünne Quarzlagen zwischen sich lassend, durch das Gestein hindurch, wellig gewunden und gelenkartig um die einzelnen Quarzkörnchen sich schmie-

gend, so dass hierdurch eine gewisse Biegsamkeit der Platten dieses Gesteines möglich wird, die jedoch immer nur sehr gering ist, daher der Name: Gelenkquarz. Dabei ist das Gestein meist recht bröckelig; seine Farbe ist vorherrschend licht gelblich und röthlich. Unter dem Mikroskope zeigt sich die Art der Verwachsung meist recht gut: die welligen, lichten Glimmerlagen bilden keine vollständig zusammenhängende Membran, sondern einzelne längere oder kürzere Streifen, ausserdem erscheinen durch die ganze Quarzmasse zerstreut kleine, oft deutlich hexagonale Glimmerblättchen. Die durchaus wasserklaren Quarzkörner sind stellenweise ausserordentlich reich an Flüssigkeitseinschlüssen, auch kommen einzelne nadelförmige Mikrolithe darin vor. Ganz vereinzelt erscheinen unregelmässig contourirte Feldspathpartikel.

Der Itacolumit ist sehr verbreitet in Brasilien und tritt hier in gleicher Weise wie die Glimmerschiefer oft in engerem Lagerverbande mit dem Eisenglimmerschiefer auf. Namentlich bildet er den 5400′ hohen Pic von Itacolumi bei Villa Ricca. Auch erscheint er in ähnlichem Verbande in Virginia, Georgia und Süd-Carolina in Nord-Amerika. Sowohl in der brasilianischen Provinz Minas Geraes, als auch in den südlichen atlantischen Staaten von Nord-Amerika, ist seine Gold- und Diamantführung bemerkenswerth, ausserdem erscheinen in ihm accessorisch Rutil, Lazulith und der Martit (die Pseudomorphose von Eisenglanz nach Magnetit), letzterer sehr verbreitet in der Serra Araçoyaba in Brasilien. Auch im Ural, in Piemont und Galizien treten dem Itacolumit sehr ähnliche Gesteine auf.

Klastische Gesteine.

Halbklastische Gesteine.

1. Thonschiefer.

Die Thonschiefer, wesentlich Gemenge von Thon mit mikroskopischen Glimmerschüppchen und feinsten, staubartigen Quarzkörnchen, bestehen nicht, wie man früher

annahm, lediglich aus diesen feinklastischen Elementen, sondern zeigen ausserdem in verschiedener Menge, zwar nur unter dem Mikroskope sichtbare, deutlich krystallinische und krystallisirte Gemengtheile, so dass man diese beiden Arten von Bestandtheilen bei ihrer Beschreibung auseinander zu halten hat.

Die eigentlich klastischen Elemente, die bald in überwiegender Menge vorhanden sind, bald an Quantität zurücktreten, sind vorzüglich: unregelmässig lappige Partikel von Glimmer und talkartigen Mineralien, unregelmässig eckig geformte Quarzstückchen, an ihrer Polarisation deutlich zu erkennen, seltener zersetzte Feldspathbruchstücke, auch wohl Kalkspath, Hornblende, Chlorit u. A.

Die krystallinischen Elemente, meist sehr winzig und erst bei etwa 400facher Vergrösserung in's Auge fallend, sind zunächst: gelbe oder braune Nadeln von sehr grosser Dünne, oft rundliche Körnchen, oft nur haarfeine Striche, gerade oder hackenförmig gebogen, zu gabel-, kreuz- und sternförmigen Gruppen vereinigt, oft wie ein Gewirre kleiner Haare durch einander liegend. Sie sind sämmtlich mit ihrer Längsaxe parallel der Schieferungsebene gelagert. Wenn auch eine sichere Entscheidung über ihre Natur nicht möglich ist, so dürfte doch mancherlei, so die hin und wieder bemerkbare chromatische Polarisationserscheinung und anscheinend monokline Formen auf Hornblende oder Epidot hindeuten. Diese kleinen Krystallnädelchen sind ein ganz constanter Bestandtheil aller Thonschiefer und Schieferthone. Andere, gleichfalls deutlich krystallinische, hellgelbe oder grünliche Schüppchen, zum Theil vielleicht dem hexagonalen Magnesiaglimmer, zum Theil auch dem Kaliglimmer angehörig, zeigen manchmal recht regelmässige sechsseitige oder rhombische Formen; auch sie sind parallel der Schichtung gelagert.

Kalkspath betheiligt sich in zweierlei Gestalt an diesen Gesteinen. Einmal sind es unregelmässig contourirte, farblose oder hellbräunliche Parthien von den unter spitzen Winkeln sich schneidenden Sprüngen durchzogen, mit aus-

gezeichneter Polarisation; ihre Gestalt ist immer vollkommen abhängig von den sie begrenzenden klastischen Theilchen. Dann aber kommen auch winzige Rhomboëder und Scalenoëder von Kalkspath vor, besonders in den Schieferthonen. Quarz als krystallinische, primäre Bildung ist nicht sehr verbreitet, aber doch vorhanden. Farblose, rundliche oder eiförmige Stellen, lebhaft polarisirend, mit perlschnurartig an einander gereihten Flüssigkeitseinschlüssen sind zweifellos Quarz; sie sind keineswegs scharf oder eckig gerandet, wie die klastischen Bruchstücke, in der Form ganz abhängig von den umgebenden klastischen Partikeln, oft von einem Kranze radial gestellter zarter Glimmerblättchen umsäumt. Reichlich tritt auch impellucides Erz: Eisenkies oder Magnetit, auf, kleine rundliche Erzpünktchen oft zu mehreren Dutzenden schwarm- oder schweifartig gruppirt. Auch braunroth durchscheinende Schüppchen von Eisenglanz sind oft zahlreich durch die Masse zerstreut, sowie schwarze Kohlen- oder Graphitflimmerchen.

Neben diesen wohl alle als primär anzusehenden krystallinischen Gemengtheilen erscheint auch eine mehr oder weniger reichliche, helle, farblose, amorphe Substanz, wohl opalartig, oder ein porodin-amorphes Silikat, in der gewissermaassen alle diese mikroskopischen Kryställchen eingebettet liegen, und welche als das Cäment gelten kann.

Sehr bemerkenswerth sind die in manchen, allerdings vorzugsweise jüngeren Schieferthonen auftretenden zoogenen Bestandtheile, die jedoch A. Bryson auch in einem untersilurischen Thonschiefer von Thorniclee in Peebleshire nachgewiesen hat: Diatomeenähnliche Gebilde, sogar mit lebenden Species übereinstimmend. G. R. Credner hat dieselben später auch in carbonischen und jüngeren Schieferthonen erkannt und führt in mehreren derselben: Coccolithen, Diskolithen, Schwammspicula, Textularien und Globigerinen auf.

Die Färbung der Thonschiefer ist vorwiegend grau oder schwarz, jedoch kommen auch gelbe, rothe, violette Farben vor, meist bedingt durch das Vorherrschen der einen oder anderen Oxydationsstufe des Eisens. Manche

sind mit Eisenoxyd so imprägnirt, dass sie für Thoneisensteine gelten. Krystalle und Knollen von Eisenkies, Nester, Adern und Schnüre von Quarz, Nieren und Wülste von Kalkspath sind häufig.

Die chemische Zusammensetzung der Thonschiefer ist eine sehr variabele, aus einer grösseren Zahl von Analysen haben sich folgende Durchschnittszahlen gewinnen lassen: $SiO_2 : 59.0$, $Al_2O_3 : 20.0$, FeO, $Fe_2O_3 : 7.4$, $MgO : 2.8$, $CaO : 1.6$, $K_2O : 3.5$, $Na_2O : 1.1$, H_2O und Bitumen 4.0. Spec. Gew. = 2.68—2.89.

Manche Thonschiefer sind sehr reich an Carbonaten: ein Dachschiefer von der Grube Ostwig bei Nuttlar (Westfalen) enthielt nach Bischoff: 26.02 $CaCO^3$ und 0.16 $MgCO^3$.

Ausser den gemeinen Thonschiefern, von denen manche übrigens nur sehr schwer sich von den dichten Thonglimmerschiefern, z. B. des Taunus und den chiastolithführenden Schiefern der Pyrenäen trennen lassen, giebt es noch folgende Varietäten:

Dach- und Tafelschiefer (ardoise), die homogensten, sehr ebenflächigen und dünnschiefrigen; die Tafelschiefer durch beigemengte Kohle tief schwarz gefärbt. St. Goar am Rhein, Lautenthal am Harz, Lehesten im Thüringer Wald, Lavagna bei Genua, Fumay in Belgien, Llanberis in Nordwales u. a.

Griffelschiefer, entstehend durch das Zusammentreten der gewöhnlichen und falschen Schieferung, S. 125, z. B. bei Sonneberg in Thüringen u. v. a. O.

Wetzschiefer. Lichtgelbgraue, ganz homogen erscheinende Thonschiefervarietäten, mit muscheligem Bruch und ziemlicher Härte, welche von der Menge der Kieselsäure abhängt, welche diese Schiefer durchdringt; sie bilden dünne Lagen zwischen anders gefärbten Thonschiefern, z. B. zu Viel-Salm in den Ardennen.

Zeichnenschiefer, durch Kohle gefärbte, weiche und schreibende Schiefer; Haselbach in Thüringen, Marvilla in Andalusien u. a.

Alaunschiefer. Grauschwarze bis schwarze, von mehr oder weniger kohligen oder bituminösen Substanzen

gefärbte, eisenkieshaltige Schiefer. Auf den Klüften und Spalten erscheint der Kohlenstoff als buntfarbige, irisirende, dünne Ueberzüge von Anthracit. Der Eisenkies bewirkt durch seine Zersetzung Efflorescenzen von Alaun und Eisenvitriol (Vitriolschiefer): Sonneberg und Gräfenberg im Thüringer Wald, Saalfeld am Harz, Hof im Fichtelgebirge, Reichenbach in Sachsen, Christiania in Norwegen.

Schieferthon. Dieser ist von dem Thonschiefer nur durch seine geringere Härte, und eine meist milde Beschaffenheit unterschieden, er besteht ebenfalls aus denselben klastischen feinen Thon-, Glimmer- und Quarzpartikelchen und den im Vorhergehenden beschriebenen mikroskopischen, krystallinischen Gemengtheilen, die allerdings in denselben in der Regel weniger reichlich vorhanden zu sein pflegen, als in den echten Thonschiefern. Man kann: sandige, mergelige, bituminöse, kohlige oder Brandschiefer unterscheiden, die Mengungen von Schieferthon mit einer dieser Substanzen darstellen. Die Brandschiefer (S. 169) bilden zuweilen ausserordentlich mächtige Ablagerungen: im südlichen Theile der Timankette an der Uchta im Lande der Petschora in Russland kommen sie in einer Mächtigkeit von 800 Fuss vor, von den Einwohnern dort Domanik genannt. Schieferletten sind die bunten, grauen, grünen oder rothen, meist sehr thonreichen, daher leicht aufweichbaren und fettigen Schieferthone; die durch Eisenoxyd intensiv roth gefärbten und schreibenden heissen: Röthelschiefer. Die Färbungen der oft sehr vielfarbigen, gefleckten u. s. w. Schieferletten sind gleichfalls vorzüglich bedingt durch die wechselnden Mengen der vorhandenen Oxydationsstufen des Eisens, dessen Oxyd rothe, Oxydul grüne, Oxydhydrat gelbe Farben bewirkt. Durch mechanische Concentration derselben nach gewissen Centren und in gewissen Richtungen oder Lagen entstehen solche buntfleckigen (variegated) zwischen diesen Farben in allen möglichen Mischfarben und Nüancirungen spielenden Varietäten, wie sie auch bei den Mergeln vorkommen.

Die Thonschiefer und Schieferthone sind ausgezeichnet

geschichtete Gesteine und erscheinen in Wechsellagerung mit den verschiedensten anderen Gesteinen, sehr häufig reich an wohlerhaltenen Resten von Organismen. Während in den älteren Formationen, im Silur und Devon vorzüglich die echten Thonschiefer vorkommen, treten die Schieferthone in der carbonischen Formation schon in grosser Entwicklung und von da an abwärts durch alle jüngeren Formationen in bedeutender Verbreitung auf.

2. Thone. Lehm und Löss.

Der Thon ist eine im trockenen Zustande grob- bis feinerdige, milde und zerreibliche Masse, mehr oder weniger an der feuchten Lippe hängend, beim Befeuchten den charakteristischen Thongeruch abgebend, saugt begierig Wasser ein und giebt einen mehr oder weniger plastischen Teich. Seine Farbe ist im reinen Zustande weiss oder grau, häufig durch kleine Mengen von Eisenoxyd roth, durch Oxydul grün, durch das Oxydhydrat gelb und braun gefärbt. Auch in den Thonen finden sich oft ausserordentlich reichlich die beim Thonschiefer S. 365) näher beschriebenen, mikroskopischen, krystallinischen Bildungen: Krystallnädelchen, Glimmerblättchen, Kalkspath und die dort genannten organischen Reste. Auch die amorphe Grundmasse tritt hin und wieder deutlich hervor.

Der Thon ist im Wesentlichen ein wasserhaltiges Thonerdesilikat mit mehr oder weniger Eisenoxydhydrat, Manganoxydhydrat, beigemengte Carbonate von Kalk und Magnesia und besonders durch Quarz verunreinigt. An zufälligen Einschlüssen ist der Thon arm. Es kommen vor: Gypsdrusen, Eisenkies und Markasitknauer, derber und pulveriger Schwefel (Aosta, Girgenti), Realgar, Auripigment, Aluminit, Bernstein, Sphärosiderit und Thoneisenstein in Nieren und endlich zahlreiche organische Ueberreste.

Man unterscheidet: Töpferthon, weich, sehr zähe und sehr plastisch, sich roth brennend; Pfeifenthon, dem Kaolin nahestend; Catlinit, ein amerikanischer Pfeifenthon, reich an Carbonaten von Magnesia und Kalk;

eisenschüssiger Thon, ockergelb oder rothbraun durch Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat; glimmeriger Thon mit vielen weissen Glimmerschüppchen gemengt, wodurch eine Art Schieferung entstehen kann; bituminöser Thon, schwarz, dunkelgrau, reich an kohligen, Kohlenwasserstoff haltigen oder ulminsauren Substanzen; Salzthon, ein etwas bituminöser, mit Kochsalz stark imprägnirter Thon, der Begleiter aller Steinsalzlagerstätten, dort mit Anhydrit gemengt, auch Adern und Nester von Steinsalz enthaltend; Alaunthon, vollständig imprägnirt mit sehr fein vertheiltem Eisenkies und Bitumen, daher schwarzgrau und braun, er bildet Ablagerungen namentlich in der Braunkohle, und zwar über den Flötzen dieser, z. B. bei Friesdorf und an der Hardt bei Bonn, Altsattel in Böhmen u. A.

Ausser diesen Varietäten verdienen noch Erwähnung: der Septarienthon. Dieser ist ein an kalkig-thonigen oder mergeligen Nieren reicher Thon, die man Septarien nennt. Es sind linsenförmige Concretionen, deren Inneres von radialen oder regellos gestellten Spalten durchzogen ist. Sie enthalten im Innern zuweilen den Rest eines organischen Körpers, der auch die nächste Veranlassung zu ihrer Bildung gewesen sein mag. Ihre Masse besteht auch wohl aus Sphärosiderit.

Walkerde (Fullersearth). Grünlichgraue bis ölgrüne, erdige, thonartige, sehr weiche und fettig anzufühlende Masse, durchaus nicht plastisch, sondern im Wasser bröckelnd, saugt sehr begierig Fett und Oel ein, worauf ihre Anwendung beim Walken beruht. Sie ist ebenfalls im Wesentlichen wasserhaltiges Thonerdesilikat mit einem geringen Gehalte an Magnesia, Kalk und Eisenoxyd. Scheint theilweise aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbros hervorzugehen. Findet sich u. a. bei Rosswein in Sachsen, bei Cilly in Steiermark, in der Gegend von Verviers in Belgien, im Oolith Englands in den Grafschaften Surrey, Kent u. a.

Die Thone haben ihre vorzüglichste Entwicklung namentlich in den jüngeren Formationen gefunden, vereinzelt treten solche jedoch auch schon im Silur z. B. bei

St. Petersburg und Reval und in der Steinkohlenformation z. B. bei Pilsen in Böhmen auf. Nach den Formationen, nach ihrer stratigraphischen Stellung in den Schichtensystemen und nach Versteinerungen und Oertlichkeiten werden sie in ähnlicher Weise benannt, wie die Kalke und Mergel, so dass eine grosse Reihe verschiedener Thone aufgeführt werden könnten. So giebt es: Hilsthon, Wealdenthon, Amaltheen-, Oxynotus-, Ornaten-, Opalinusthone, Oxford-, London-, Bradford-, Kimmeridgethone u. v. A.

Lehm ist wesentlich ein Thon, der durch fein beigemengten Quarzsand verunreinigt ist, wohl auch durch Kalkcarbonat, oder durch färbendes Eisenoxyd. Er nimmt beträchtliche Mengen Wasser auf, ist knetbar aber nicht plastisch. Im Feuer brennt er sich roth und schmilzt dann zu einer schwarzen Schlacke.

Löss ist ein Lehm, der durch einen Gehalt an kohlensaurem Kalke ausgezeichnet ist, der daher mit Säuren mehr oder weniger stark aufbraust. In demselben liegen häufig mergelige Concretionen, nierenförmig, im Innern zerborsten, die sog. Löss- oder Mergelkindchen. Lehm und Löss sind reich an mannigfachen organischen Resten. Dieselben bilden oft mächtige Ablagerungen von meist junger Entstehung, in den Thälern, auf den Gebirgsabhängen und in den Diluvialebenen: z. B. im Rheinthal, oft über 400 Fuss über dem Niveau des Rheines emporsteigend und in grosser Mächtigkeit auftretend, im Donauthal, in den Schwarzwaldthälern, in der norddeutschen Ebene u. A. Auch in China sollen grosse Lösablagerungen vorkommen.

Porzellan- oder Basaltjaspis werden verschiedenfarbige, oft gefleckte und gestreifte, muschelig brechende, schwach fettglänzende, ziemlich harte, gebrannte oder gefrittete Thone genannt, die solche Umwandlung entweder im Contakte mit brennenden Kohlenflötzen oder mit Eruptivgesteinen, Basalten etc. erlangt haben. Solche gebrannte Thone kommen vor zu Duttweiler bei Saarbrücken, im Contakt mit Basalt am Kornsteinchen bei Lies an der Ahr, als Einschlüsse in Lava z. B. am Rodderberg bei Rolandseck u. A.

Schwarzerde (Tschernosem, richtiger Tschernoisjem) ist eine schwarze, mit 5—16 % organischer Substanz, mit Ammoniak, Natron, Kali und Phosphorsäure gemengte Rasenerde, vorzüglich reich an Phytolitarien- und Diatomeenresten, welche in ganz ungeheuerer Verbreitung fast ein Drittel des Europäischen Russlands bedeckt, besonders im Ural und Caucasus, auch in bedeutenden Höhen und in den Astrakan'schen Steppen vorkommend.

3. Kaolin (Porcellanerde).

Dieser ist eine aus sehr feinen, staubartigen Theilchen bestehende, zerreibliche, erdige, abfärbende Masse von weisser, gelblicher oder grünlich-weisser Farbe, im Feuer nicht schmelzbar und in den reinen Varietäten wesentlich zweifach kieselsaure Thonerde mit 2 Atomen Wasser ($H^2Al^2Si^2O^8$ + aq), entsprechend: SiO_2 : 47.1, Al_2O_3 : 39.2, H_2O : 13.7, jedoch mit grossen Schwankungen in der Zusammensetzung. Meist ist dieselbe durch beigemengte Glimmerblättchen, Quarzkörner, Feldspathreste, Eisenoxydknöllchen, Glauconit, Kieselconcretionen verunreinigt. Auch im Kaolin sind mikroskopische, krystallinische Bildungen, wenn auch selten, wahrzunehmen. Er ist grösstentheils das Zersetzungsprodukt von Feldspath, namentlich von Orthoklas und feldspathreichen Gesteinen, wie der Granite, Gneisse, Porphyre, jedoch auch des Passauites, Beryll's, Leucites, so dass auch Leucitgesteine kaolinisirt werden können, wie die betreffenden Pseudomorphosen beweisen. Seine hauptsächlichen Fundstätten sind: Carlsbad in Böhmen, Schneeberg und Seilitz bei Meissen in Sachsen, St. Yrieux bei Limoges, St. Stephans in Cornwall, die Umgegend von Schio im Vicentinischen u. a. O. Die Gesteine sind entweder in situ umgewandelt, oder die Kaolinmassen sind als secundäre, noch einmal durch Wasserwirkungen translocirte anzusehen, wie z. B. die Kaoline im Braunschweigischen.

4. Tuffe und Schalsteine.

Die Tuffe sind zum Theil erhärtete und wieder umgewandelte und zersetzte vulkanische Schlammmassen, zum Theil aber sedimentäre Gesteine aus vulkanischem Material, echte Trümmergesteine, die durch ein meist vorwaltendes Bindemittel aus feinstem, zertrümmertem und zerriebenem Materiale bestehen. Für die Tuffe, namentlich für die mit vulkanischen Gesteinen in direktem Zusammenhange stehenden ist es charakteristisch, dass in ihnen vollständig ausgebildete Krystalle der verschiedensten Mineralien vorkommen, oft schöner und häufiger als in den zu ihnen gehörigen Gesteinen. Daher steht ihr Habitus entschieden auf der Grenze zwischen den als halbklastisch bezeichneten Gesteinen und den ganz klastischen. Auch enthält wenigstens die erstgenannte Art derselben ursprüngliche, primäre, krystallisirte Mineralien in wechselnder Menge. Hiernach scheint ihre Stellung im Systeme an dieser Stelle gerechtfertigt.

Man unterscheidet folgende Arten:

Porphyrtuff (Felsittuff, Thonstein). Feinerdige bis dichte Masse mit sehr wechselnden Farben, gelb, weiss, grau, grün, blau, bunt geadert und fleckig. Sie enthält nicht selten Krystalle von Quarz, Feldspath und Glimmer, Krystallbruchstücke derselben Mineralien und Gesteinsbrocken (Granit, Porphyr). Auch Pflanzenversteinerungen, besonders Araucarien, so in dem Porphyrtuffe des Rochlitzer Berges in Sachsen, kommen darin vor. Das in Pseudomorphosen nach Orthoklas, sowie in flach linsenförmigen Knollen vorkommende Mineral von glimmerähnlicher Zusammensetzung wurde von Knop mit dem Namen Pinitoid belegt.

Die chemische Zusammensetzung des Porphyrtuffes des Zeisigwaldes bei Chemnitz ist nach Knop: SiO_2 : 79.73, Al_2O_3 : 11.34, FeO : 0.99, MgO : 0.27, K_2O : 3.81, Na_2O : 0.17, H_2O : 2.12. Spec. Gew. = 2,625.

Eine Hauptablagerung solcher Felsittuffe findet sich, dem unteren Rothliegenden angehörig, bei Chemnitz und Döhlen in Sachsen; aber auch bei Rednitz in Böhmen und Villé in den Vogesen.

Grünsteintuff (Diabastuff). Dichte oder erdige, aus feinem sandartigem oder staubartigem Diabasschutt bestehende Masse von schmutzig grüner oder brauner Farbe, oft einem krystallinischen Gesteine ähnlich. Derselbe ist innig mit Kalkcarbonat imprägnirt, braust daher mit Säuren. Geht durch Ueberhandnehmen thoniger, echt klastischer Beimengungen in Thonschiefer über. Sie treten u. a. im sächsischen Voigtlande und in Franken auf. Im südlichen Tyrol treten im Gebiete des Augitporphyrs Tuffe und Tuffmandelsteine auf, die in einer continuirlichen Folge allmälige Uebergänge zu den Porphyren selbst zeigen und für die Tschermak den Namen Eruptivtuff bezeichnend findet. Es sind grüne Gesteine mit splittrigem Bruche, ähnlich dem Pietra verde der italienischen Geologen. Neben denselben kommen auch echt klastische und aus mechanisch zerkleinertem Augitporphyrmaterial bestehende Tuffe daselbst vor.

Schalsteine. Diese sind im Wesentlichen schiefrige, mit Kalkcarbonat imprägnirte Diabastuffe. In einer braunen oder braungrauen, gelblichgrünen Grundmasse, die mehr oder weniger feinkörnig ist, liegen Schieferbruchstücke, Körner und Krystalle von Plagioklas und Körner von Kalkspath. Nach Sandberger sind folgende Abänderungen zu unterscheiden: Kalkschalstein mit vielen Kalkspathkörnern oder Lagen, Schalsteinbreccie, von netzförmigen Kalkspathadern durchzogen, Mandelschalstein, mit Linsen und Kugeln von Kalkspath durchsprenkelt, Schalsteinconglomerat, Schalsteinporphyr, mit eingesprengten Krystallen von Labrador, normaler Schalstein. Als accessorischer Gemengtheil erscheint Eisenkies in Krystallgruppen, oberflächlich in Brauneisenstein verwandelt, Rotheisenerz und Chlorit. Manche nassauischen Schalsteine führen devonische Versteinerungen.

Die mittlere chemische Zusammensetzung derselben ist nach Credner: SiO_2 : 34.10, Al_2O_3 : 13.10, Fe_2O_3 : 5.80, FeO : 2.40, MgO : 1.60, K_2O : 2.40, Na_2O : 2.8, $Ca(MgFe)CO^3$ 33—34.0, H_2O : 3.10, Po_5 : Spur. Spec. Gew. = 2.6—2.8.

Die Schalsteine stehen gewissermaassen zwischen

Diabasen und devonischen, echten Schiefergesteinen in der Mitte. Die meisten derselben zeigen eine schiefrige Struktur. Ihre grösste Verbreitung haben sie in Nassau, im Lahnthal und Dillthal, ausserdem kommen sie im Harz, in den Ruhrgegenden Westfalens, im böhmischen Silur und in Devonshire vor.

Trachyttuff. Ein bald lockerer, bald dichter, aus bis auf's Feinste zerriebenem trachytischem Gesteinsmateriale bestehender Tuff, bald von erdiger, bald von körniger, sandsteinartiger oder fein breccienartiger Beschaffenheit, meist lichtgelb oder grau gefärbt. Krystalle von Sanidin, Hornblende, Biotit, Titanit, Magnetit sind häufig darin eingebettet. In ihm erscheinen ferner Bruchstücke von Trachyt und andern Gesteinen, er ist von Adern und Trümmern von Opal durchsetzt: z. B. bei Czerwenitza in Ungarn, in den Euganäen, im Cantal u. a. O. Die chemische Zusammensetzung der Trachyttuffe stimmt mit der der Trachyte im Allgemeinen überein, der Gehalt an Wasser ist höher, an Kieselsäure und Natron etwas niedriger. Durch Aufnahme reichlicher Trachytgerölle gehen sie in Trachytconglomerat über. Im Siebengebirge sind Trachyttuffe verbreitet, ferner im Westerwald, im Rieskessel in Bayern, bei Schemnitz in Ungarn, am Mont Dore und Cantal, in den Euganäen u. a. Gegenden.

Bimsteintuff und Trass (Duckstein, Tuffstein). Gelbe oder graue, erdige oder dichte Massen, vorzüglich aus zerriebenem Bimsteinmateriale bestehend, reich an Brocken von Bimstein und Trachyt, Krystalle von Sanidin und Magnetit, Glimmerblättchen und Granat enthaltend.

Der Trass, auch Bruchstücke von Thonschiefer, Grauwacke, Lava, Krystalle von Hornblende, Augit, Hauyn, Titanit, sowie verkohlte Reste von Baumstämmen umschliessend. Er dient zur Darstellung hydraulischen Mörtels. Pausilipp-Tuff heisst ein in der Umgegend von Neapel verbreiteter Tuff, in dem die Grotte von Pausillipo sich befindet. Diese Tuffe sind in allen Gebieten, in denen Trachyte und Bimsteine vorkommen, verbreitet, besonders auch am Laacher See und im

Brohlthal. Ein weisser zerreiblicher Bimsteintuff von Teneriffe wird dort Tosca genannt.

Alunit (Alaunfels). Breccienartige oder feinkörnige und erdige, weisse, gelbliche oder röthliche Massen, bald hart und fest, bald zerreiblich. In den Klüften und Hohlräumen erscheint der Alunit in kleinen rhomboëdrischen Krystallen, auch Krystalle und kleine Knollen von Schwefel, sowie kleine Krystalle von Eisenkies. Der wirkliche Gehalt an Alunit ist sehr wechselnd, stets ist ein sehr bedeutender (bis zu 28.40 %) Gehalt an Kieselsäure vorhanden, die auch als Opal und Chalcedon ausgeschieden erscheint. Der Alunitfels findet sich als ein mit Alunit gemengter Trachyttuff in der Gegend von Bereghszasz, Musaj u. a. in Ungarn, am Puy de Sançy im Mont Dore, bei Tolfa unweit Civita vecchia, bei Gleichenberg in Steiermark, Aegina in Griechenland, zu Kawa Tjiwidai auf Java. Manche Alunite sind reich an ausgeschiedenem Eisenoxyd und Eisenglanz und liegen zwischen eisenschüssigen Thonen, so zu Breuil bei Issoire in der Auvergne. Ueber die Unterschiede in der Entstehung dieser und der ersteren vergleiche Theil III.

Phonolithtuff: Mürbes, meist erdiges, zerriebenes Phonolithmaterial, mit Carbonat von Kalk etwas durchdrungen, Krystalle von Sanidin, Hornblende, Biotit, Olivin, Magnetit und Titanit, sowie Fragmente von Phonolith und anderen Gesteinen enthaltend. Findet sich im Hegau, bei Teplitz im böhmischen Mittelgebirge, am Mont Mezenc in Centralfrankreich.

Basalttuff. Meist sehr zersetzte, erdige, thonartige Masse, oft stark mit Säuren brausend, mit Krystallen von Olivin, Hornblende, Augit, Biotit, Magnetit, reich an Nestern und Adern von Kalkspath, Aragonit und Zeolithen, Brocken zersetzten Basaltes umschliessend, mit Basaltconglomeraten enge verknüpft. Tritt in den basaltischen Gebieten des Vogelsgebirges, der Rhön, des Mont Dore, Böhmens u. a. auf.

Leucittuff. Ein dunkel gelblich grauer Tuff, vorwaltend weisse, verwitterte, rundliche Leucite enthaltend, ferner Krystalle von Augit, Sanidin, Biotit, Magnetit,

Bruchstücke von Leucitophyren und Noseanphonolithen, von Thonschiefer und Gerölle von Quarz. Gegend des Laacher See's.

Peperin. Eine feinerdige, zerreibliche, graue bis gelbgraue Tuffmasse, in der Krystalle von Leucit, Augit, Biotittafeln, Magnetitkörner, Olivin, Hauyn und Spinell, so zahlreich inneliegen, dass das Ganze fast den Eindruck eines grobkörnigen krystallinischen Gesteines macht. Kommt vorzüglich in mächtig geschichteter Ablagerung im Albaner Gebirge bei Rom vor, sehr ähnliche Gesteine finden sich auch in der Auvergne, z. B. am Puy de Saint Romain bei Vic le comte.

Palagonittuff (von Palagonia in Sicilien). Ein geschichteter basaltischer Tuff, der zahlreiche kleinere und grössere Körner und Brocken des braunen, kolophoniumähnlichen Palagonites enthält, der zuweilen so vorwaltend erscheint, dass daraus echter Palagonitfels entsteht. In demselben finden sich Krystalle von Augit und Olivin, Brocken von Basalt u. a. Gesteinen. Die Palagonitmasse erweist sich unter dem Mikroskope als grösstentheils von durchaus glasiger Beschaffenheit, zum Theil ledergelb, zum Theil rothgelb oder morgenroth durchscheinend, letztere Stellen als Verwitterungszonen der ersteren charakterisirt. In diesen liegen Leisten von Feldspath (Plagioklas), Augit, Olivin, die oft ihrerseits wieder Einschlüsse von rothgelbem Glase besitzen, sowie zahlreiche nicht bestimmt definirbare Mikrolithen, delessitartige Parthien und farblose, radialfasrige Stellen vollkommen gebleichten Glases. Dagegen scheint Magnetit ausserordentlich selten in der Palagonitmasse.

Die chemische Zusammensetzung des Palagonites vom Rocher Corneille in Le Puy (Haute Loire) ist nach v. L.: SiO_2 : 39.52, Al_2O_3 : 12.31, Fe_2O_3 : 16.26, MgO : 6.54, CaO : 7.76, Na_2O, K_2O : 1.59, H_2O : 16.91. Sp. G. = 2.5. H. = 4.5. Wird von Salzsäure zersetzt und schmilzt leicht vor dem Löthrohr. Die Palagonittuffe zeigen eine ziemliche Verbreitung in manchen vulkanischen Gebieten: in Sicilien, am Val di Noto; Rocher Corneille, Michel, Polignac bei Le Puy, hier mächtige, durch Erosion steil eingeschnittene

Ablagerung; am Beselicher Kopf bei Limburg; im Vogelsgebirge; in der Eifel; auf Island, am Seljadalr fast aus reinem Palagonit bestehend; im District Djampang Kulon auf Java; auf den Capverdischen und den canarischen Inseln, fast homogene Palagonite am Risco de la Guadalupe auf Gomera, auf Fuerteventura, in besonders mächtiger Masse am grossen Calderetakegel bei Santa Cruz de la Palma; auf James Island und auf Neu-Seeland.

B. Rein klastische Gesteine.

a. Feste Gesteine mit Bindemittel.

α. Das Bindemittel ist ein mineralisches.

1. Sandsteine.

Mit diesem Namen belegt man alle Trümmergesteine, welche vorherrschend aus Quarzkörnern bestehen, die durch irgend ein mineralisches Cäment verkittet sind.

Je nach der Grösse der Körner unterscheidet man grob- bis feinkörnige Sandsteine. Die Quarzkörner, meist weiss und wasserhell, sind meist unregelmässig scharfeckig oder rundlich contourirt; sind es zum grossen Theile vollkommen ausgebildete Krystalle, die sich nur gegenseitig verdrücken, so sind solche krystallinischen Quarzsandsteine zu den Quarziten zu rechnen (S. 205), es sind keine echt klastischen Gesteine, jedoch kommen anscheinend auch Mittelglieder zwischen diesen und den Sandsteinen vor. Das Cäment der Sandsteine ist verschiedenartig und verschieden gefärbt, der Menge nach pflegt es nur sehr selten vorzuherrschen. Seine Farbe und Härte bedingt die des ganzen Gesteines, daher die granitgleiche Härte und Beschaffenheit der an kieseligem Bindemittel reichen Sandsteine. In einzelnen Sandsteinen ist das Bindemittel so spärlich, dass die Quarzkörner sich unmittelbar zu berühren scheinen.

An accessorischen Gemengtheilen ist vor allem der Glimmer weit verbreitet und fehlt fast nie. Auch Feldspathkörner, zuweilen kaolinisirt, und das Gestein grün

färbende Glaukonitkörner sind nicht selten. Blei- und Kupfererze treten in eigenthümlichen rundlichen Concretionen (Knotten) in manchen Sandsteinen auf, so am Bleiberg bei Commern in der Eifel, Neunheim in Würtemberg, Thalitter in Hessen, Sangerhausen in Thüringen, Chessy bei Lyon. Auch das Eisenoxydhydrat erscheint in solchen Kugeln oft von bedeutender Grösse concentrirt, sog. Adlersteine oder Eisentuten. Ausserdem erscheinen Kalkspath-, Cölestin- und Quarzdrusen, Knollen von Eisenkies, Phosphorit und Thon, sowie eingeschlossene Reste von Thieren und Pflanzen.

Nach der Natur des Bindemittels unterscheidet man:

Kieseligen oder quarzigen Sandstein, das Bindemittel ist kieselig, hornsteinartig, sehr fest und enthält nicht selten makroskopische Quarzkrystalle, die unter dem Mikroskope immer deutlich hervortreten. Diese quarzigen Sandsteine, früher auch Glaswacke genannt, finden sich besonders als Bänke und lose Blöcke in den Braunkohlenformationen Böhmens, Sachsens, Schlesiens u. a. In manchen Fällen ist das Bindemittel wohl als ein eisenkieseliges zu bezeichnen, das Gestein hat dann eine braune oder ockergelbe Farbe.

Kalkiger Sandstein. Das Cäment ist Kalkcarbonat, bald reichlich, bald spärlich vorhanden, oft über 30 %, dichter Kalk oder krystallinischer Kalkspath. Ist das Bindemittel dolomitisch, so werden auch die entsprechenden Sandsteine als solche bezeichnet. Solche Gesteine finden sich z. B. bei Aussen am Süd-Hunsrück, Sulzbach in den Vogesen. Besteht das Cäment aus einem thonig-kalkigen, sehr eisenoxydreichen Gemenge, so werden solche gelben oder braunen Sandsteine als eisenschüssige bezeichnet.

Mergelige Sandsteine enthalten ein oft sehr reichlich vorhandenes thonig-kalkiges Bindemittel. Zu ihnen gehören die sog. Molassesandsteine des Schweizer Jura.

Thoniger Sandstein. Verschiedenfarbiger Thon bildet das Cäment, ist er reichlich vorhanden, so besitzen die Sandsteine nur eine geringe Festigkeit. Sie geben

beim Anhauchen den charakteristischen Thongeruch. Diese sind wohl die häufigsten von allen und fehlen in keiner Formation. Ihre charakteristische Entwicklung hat der Buntsandsteinformation den Namen gegeben.

Bituminöser Sandstein. Diese Sandsteine erscheinen durch ein bitumenreiches, thoniges oder kalkiges Bindemittel oder gänzlich durch Asphalt cämentirt. Als selten auftretende Sandsteine mögen noch genannt werden: der durch Gyps cämentirte von Weissbach am Kocher; der durch Baryt cämentirte tertiäre Sandstein von Kreuznach und Münzenberg in Hessen; der Cölestinsandstein von Hahnheim in Rheinhessen; ein apatitischer Sandstein der Gegend von Kursk in Russland und kaolinige Sandsteine, die in Böhmen, Schlesien, am Süd-Hunsrück und in grösserer Verbreitung in der spanischen Provinz Leon vorkommen.

Nach einigen besonders reichlich auftretenden accessorischen Gemengtheilen lassen sich noch folgende Varietäten unterscheiden:

Glimmersandstein[1]), glimmerreicher und dadurch eine Neigung zu schiefriger Absonderung zeigender Sandstein. Hierhin gehören die feinkörnigen Grauwacken, die einerseits in conglomeratartige Gesteine, andererseits in äusserst feinkörnige, fast dichte Grauwacken und Grauwackenschiefer übergehen, wenn die Glimmerblätter parallel gelagert sind. Diese gehören zu den Thonglimmerschiefern. Die Grauwacken bilden vorzüglich die devonischen und silurischen Formationen.

Glaukonitsandstein. Grünsandstein. Es giebt Sandsteine, in denen pulveriger Glaukonit das Bindemittel ist, diese müssen als glaukonitische bezeichnet werden. In anderen Sandsteinen dagegen erscheint der Glaukonit in kleinen, hirsekorngrossen Körnern neben den Quarzkörnern, von graugrüner oder lauchgrüner Farbe, bald spärlich, bald reichlich. Durch Verwitterung verwandelt

1) Es erscheint zweckmässig, bei den nach dem Cäment unterschiedenen Sandsteinen die Namen mit Adjektivis zu combiniren: also kaoliniger, gypsiger Sandstein, dagegen bei den nach accessorischen Gemengtheilen die beiden Substantiva zu combiniren.

sich das Oxydul des wasserhaltigen Eisenoxydulsilikates in Oxyd und die Gesteine nehmen statt der grünen lichtbraune Farben an. Viele der Glaukonitkörnchen bestehen nach den Untersuchungen Ehrenberg's aus Steinkernen von Foraminiferen. In älteren Formationen fehlen Glaukonitsandsteine zwar nicht, ihre Hauptentwicklung finden sie in der Kreideformation, in der sie in Westfalen, Sachsen, Ostbayern, zumal aber in England und New-Jersey häufig sind.

Feldspathsandstein, Arkose. Die Arkose ist aus Körnern von Quarz, Feldspath und Glimmer bestehender Sandstein, welcher durch ein thoniges, kieseliges oder kaolinartiges Cäment verkittet ist. Manchmal tritt das Bindemittel vollständig zurück und solche Gesteine haben dann fast ein körnig-krystallinisches Ansehen. Die Arkose enthält zuweilen Nester und Trümmer von metallischen Mineralien, von Quarz und seinen Varietäten, von Kalkspath, Flussspath und Schwerspath. Sie bildet direkte Uebergänge in Granitgruss, der aus der Oberflächenverwitterung der Granite hervorgeht; manche sind mit sog. Thonsteinen oder Porphyrtuffen fast identisch. In der carbonischen Formation erscheint Arkose im Schwarzwald und in den Vogesen, als Glied des Buntsandsteins im Thüringer Wald, im Lias in der Bourgogne und in der tertiären Formation, aber unmittelbar auf Granit lagernd, in der Auvergne, im Becken von Le Puy und auch in der Margaride-Kette (Lozère) am Plateau du Palais du roi, wo sie unmittelbar in Granit überzugehen scheint.

Die Sandsteine sind meist deutlich geschichtet, theils in mächtigen, theils in dünneren Bänken abgesondert. Auf den Schichtenflächen zeigen sich manchmal sog. Wellenfurchen, ader- und leistenförmige Erhabenheiten als Abdrücke von Rissen der Unterfläche, Regentropfenspuren, Fährten und Fusstapfen von Thieren, sowie die S. 179 erwähnten Abgüsse nach Steinsalzkrystallen. Schalig kugelige Concretionen sind an vielen Orten in den Sandsteinen bekannt, sog. Rutschflächen und Spiegel, oft mit metallischem Ueberzug, kommen ausgezeichnet in

ihnen vor. Da die Art, die Menge und die Festigkeit des Cämentes nicht nur verschiedener Sandsteine, sondern oft einer und derselben Schicht, sehr wechselnd sein können, und dadurch auch die Verwitterbarkeit des ganzen Gesteines eine andere wird, so treten durch Absonderung, Zerklüftung und Verwitterung manchmal die seltsamsten Felsformen hervor, wodurch die Gegenden, in denen die Buntsandsteinformation herrscht, eine gewisse malerische Uebereinstimmung zeigen. Vergl. S. 127.

Die Verbreitung der Sandsteine ist in fast allen Formationen eine sehr grosse und ganz analog, wie es aus der für die Kalksteine beigefügten Tabelle ersichtlich wird, werden auch die geognostisch verschiedenen Sandsteine entweder nach den in ihnen enthaltenen Versteinerungen, z. B. als Spiriferensandstein, Cardinien-, Schilf-, Nummuliten-, Blättersandsteine, oder nach ihrer Stellung in der Formationsreihe, z. B. Oldread-, Culm-, Keupersandsteine, oder endlich nach den Oertlichkeiten ihres besonders charakteristischen Vorkommens, z. B. Coburger-, Potsdamer-, Stuben-, Godula-, Vogesen-, Katskill-, Deistersandsteine bezeichnet.

2. Conglomerate.

Dieselben bestehen aus abgerundeten Bruchstücken (Geschieben und Geröllstücken) verschiedener Gesteine und Mineralien, welche durch ein irgend einem Mineral angehöriges oder aus geschlämmtem feinem Gesteinsschutt bestehendes Bindemittel verkittet sind.

Nach der Verschiedenartigkeit des Cämentes könnte man eine Reihe von Arten unterscheiden: thonige, kalkige, kieselige, eisenschüssige u. a., im Allgemeinen in Uebereinstimmung mit den Sandsteinen. Die Grösse der einzelnen verkitteten Bruchstücke, die vorwaltende Menge des Bindemittels, der höhere oder geringere Grad von Festigkeit, der im Allgemeinen davon abhängig ist, würden dann weiterhin eine Reihe von Strukturvarietäten ergeben. Am geeignetesten aber erscheint für die Charakteristik der verschiedenen Conglomerate die Natur und petrographische Be-

schaffenheit der in ihnen verkitteten Bruchstücke; auch die geognostische Bedeutung der Conglomerate hängt wesentlich mit diesen zusammen. Sind nicht Bruchstücke einer einzigen Gesteinsart, sondern von verschiedenen Gesteinen gleichzeitig vorhanden, so entscheidet, wenn möglich, für die Bezeichnung das unter denselben vorwaltende Gestein, oder sie werden als gemengte (polygene) Conglomerate bezeichnet. Sonach sind folgende Varietäten von Conglomeraten hervorzuheben:

Quarzconglomerat. Geschiebe und Gerölle von Quarz werden durch ein verschiedenartiges, aber vorherrschend kieseliges Cäment zu harten Gesteinen verbunden, in denen nur ganz vereinzelt auch Bruchstücke anderer Gesteine, z. B. Thonschiefer, inneliegen. Die meist deutlich geschichteten Conglomerate dieser Art sind besonders in den Uebergangsformationen Böhmens, Norwegens, der Eifel, der Vogesen, der Ardennen und am Harze verbreitet, in letzterer Gegend das sog. Hornquarzconglomerat. Wackendeckel nennt man zu Commern in der Eifel das dort über dem die Knoten von Bleiglanz führenden Sandsteine liegende, aus grossen, weissen oder grauen Quarzgeröllen, mit wenigen Sandsteingeschieben bestehende Conglomerat.

Feuersteinconglomerat oder Puddingstein. Bis faustgrosse Gerölle von Flint sind durch ein sehr hartes, hornsteinähnliches Cäment verkittet. Im Silur Englands, in der Grafschaft Hertfort.

Kieselschieferconglomerat. Bruchstücke von Kieselschiefer durch thonige, thonschieferartige oder kieselige Bindemittel, zu harten Gesteinen verbunden. Harz, sächsisches Voigtland.

Kalksteinconglomerat. Gerölle von Kalkstein sind durch ein dichtes oder krystallinisches Cäment, zuweilen auch dolomitisch und sandsteinartig, verkittet. Neben Kalkstein hin und wieder auch Bruchstücke anderer Gesteine. Gerade die Kalksteingeschiebe dieser Conglomerate zeigen häufig die merkwürdige Erscheinung gegenseitiger Eindrücke, welche durch eine an den

Stellen des Druckes erhöhte chemische, zersetzende Wirkung gebildet worden sind. Die Kalkgeschiebe der Nagelflue sind oft mit so tiefen derartigen Eindrücken versehen, dass dieselben häufig fast durch und durch gebohrt erscheinen. Die Kalksteinconglomerate finden sich vorzüglich in der Schweiz, wo die sog. Nagelflue, eigentlich ein polygenes Conglomerat, zuweilen doch vorherrschend Kalkstein-Bruchstücke enthält (siehe unten), ferner im Schwarzwald, in der Gegend von Heidelberg das sog. Diluvialconglomerat u. a. G.

Dolomitconglomerat. Enthält vorherrschend Dolomitfragmente, z. B. bei Eisenach in Thüringen und in der Gegend von Recoaro in den venetianischen Alpen u. a. G.

Granitconglomerat. Kleinere und grössere Gerölle von Granit liegen in einem thonigen oder aus fein zerriebenem Granitschutte bestehenden Cämente, hin und wieder gesellen sich auch andere Gesteinsbruchstücke hinzu. Chemnitz in Sachsen, Glatz in Schlesien, Seelach und Heidelberger Schlossgraben in Baden, Rive-de-Gier bei Lyon in Frankreich.

Syenitconglomerat. Syenitbruchstücke durch zertrümmertes syenitisches Material verkittet. In der Silurformation Schottland's, im Rothliegenden bei Dresden.

Gneissconglomerat. Abgerundete, glatte Geschiebe von Gneiss, durch ein thoniges oder kieseliges Cäment oder durch feinen Gneissschutt verbunden. Bei Flöha in Sachsen in der dortigen Kohlenmulde, bei Landshut in Schlesien und Oppenau in Baden und Bieber in Hessen.

Porphyrconglomerat. Rollstücke von Quarz- und Felsitporphyr werden durch ein kieseliges, thoniges, fein zerrieben klastisches Cäment vereinigt, manchmal treten auch Trümmer anderer Gesteine: Granit, Melaphyr hinzu. Die Porphyrbruchstücke schwanken in der Grösse von einer Erbse (Porphyrpsammit) bis aufwärts zu groben Geröllen. Vorzüglich entwickelt in der Formation des Rothliegenden, im südlichen Odenwald bei Schriesheim und Baden, in Sachsen bei Chemnitz und Rochlitz, in der Gegend von Thüringen bei Eisenach, hier in beson-

ders mächtigen Felsbildungen in der Umgebung der Wartburg.

Diabasconglomerat. Abgerundete Bruchstücke von Diabas sind durch ein aus fein zerriebenem oder geschlämmtem Diabasschutt bestehendes Bindemittel verkittet. Bei diesen Gesteinen ist es in manchen Fällen schwer zu entscheiden, ob nicht das Bindemittel eine zersetzte, aber primäre, krystallinische Diabasmasse sei. Die Diabasbrocken gehören verschiedenen Varietäten an, mit ihnen zusammen treten auch Rollstücke anderer Gesteine auf. Solche Conglomerate erscheinen meist in innigem Zusammenhange mit den Schichten der Uebergangsformation, z. B. am Harze, im sächsischen Voigtlande, bei Hof in Ostbayern, im Fichtelgebirge, in Devonshire u. a. O.

Trachytconglomerat. Abgerundete Fragmente und Gerölle trachytischer Gesteine von verschiedener Grösse sind durch ein Bindemittel cämentirt, welches aus einer erdigen mürben Masse besteht, die aus zerriebenem und geschlämmtem Trachyt hervorgegangen ist. Ausserdem erscheinen fast immer Bruchstücke von Basalt, von Grauwacke und Thonschiefer u. a. Die Trachytconglomerate sind in allen trachytischen Gebieten verbreitet: im Siebengebirge, in den Eugenäen, Ungarn, Auvergne.

Phonolithconglomerat. Bruchstücke von Phonolith sind durch ein aus fein zerriebenem Phonolithschutt bestehendes oder ein kalkig-thoniges Cäment verkittet. Bruchstücke anderer Gesteine gesellen sich hinzu. Solche Conglomerate lagern meist am Fusse der Phonolithkegel, z. B. im Hegau, im Rhöngebirge, in Böhmen, am Mont Mezenc in Centralfrankreich.

Basaltconglomerat. Bruchstücke meist etwas verwitterter Basalte sind durch ein verschiedenartiges Bindemittel verbunden. Dieses besteht entweder aus zerriebenem Basaltschutt oder es ist thonig, kalkig, mergelig; zuweilen ist es krystallinischer Kalk oder Aragonit, ausgezeichnet in der Gegend von Vertaizon, Auvergne; auch wohl ein zeolithisches Mineral, z. B. Mesotyp im Conglomerate von Dallet im Allierthal bei Clermont, oder auch ein chloritisches, delessitartiges, wie am Puy

de Montaudoux bei Clermont. Ausser Basaltfragmenten kommen immer auch Trachytgerölle vor, oft an Menge den ersteren fast gleichend, so dass zwischen den Basalt- und Trachytconglomeraten eine scharfe Grenze nicht immer möglich ist. In allen basaltischen Regionen sind dieselben vorhanden: Vogelsgebirge, Habichtswald, Westerwald, Siebengebirge u. A.

Bimsteinconglomerat. Die Bimsteinfragmente, immer mit anderen Gesteinsbrocken: Trachyt, Obsidian, Perlit gemengt, erscheinen durch ein erdiges, bimsteintuffartiges Bindemittel verkittet oder auch ohne ein deutlich sichtbares Bindemittel so enge in einander geflösst, dass die conglomeratartige Beschaffenheit kaum hervortritt: wie in den Gesteinen dieser Art von Sirok in Ungarn. Verbreitet sind Bimsteinconglomerate im Becken von Neuwied, am Südrande der Karpathen u. a. O.

Glimmerschieferconglomerat. Bruchstücke und Gerölle von Glimmerschiefer werden durch ein eisenschüssig-thoniges, oft an Glimmerschuppen reiches Bindemittel verbunden. Bruchstücke anderer Gesteine kommen gleichfalls darin vor. Kommt am südöstlichen Rande des Kohlenbeckens von St. Etienne und Rive-de-Gier in Frankreich, am Ruksberg im Banat u. a. vor.

Thonschieferconglomerat. Grössere und kleinere scheibenförmige Bruchstücke und Geschiebe von Thonschiefer werden durch ein thonig-sandiges Bindemittel zusammengehalten. Brocken von Glimmerschiefer, Quarzit, Kieselschiefer fehlen nie. Kommt u. A. in der Silurformation zu Corswall Point in Schottland vor, ferner am Harz, bei Lehrsten im südöstlichen Thüringer Walde, in den tieferen Schichten der Steinkohlenformation von Hainichen und Ebersdorf in Sachsen.

Sandsteinconglomerat. Bruchstücke eines weissen oder röthlichen Sandsteins sind durch ein braunes Eisenoxydulcarbonat haltiges Cäment verbunden; wo das meist nur sehr zurücktretende Bindemittel etwas mehr vorherrscht, erscheinen in kleinen Drusenräumen desselben Krystalle von Eisenspath. Findet sich in der Gegend von Kreuznach a. d. Nahe.

Grauwackenconglomerat. Dies besteht aus abgerundeten Fragmenten von Thonschiefer, Quarz, Kieselschiefer, Feldspathkörnern und Glimmerblättern, welche meist durch ein sehr festes, kieseliges oder thonig-kieseliges Cäment vereint sind, entweder von rother, eisenschüssiger oder schwarzer, kohliger Färbung. Durch allmäliges Feinerwerden der Bruchstücke gehen solche Conglomerate direkt in Grauwackensandsteine oder Schiefer über. In der silurischen und devonischen Formation und in der unteren Abtheilung der Kohlenformation sind solche Conglomerate in Böhmen, Thüringen, am Harz, in Westfalen u. a. verbreitet.

Als polygene Conglomerate, bei denen kein eigentlich vorherrschendes Gesteinsmaterial eine bestimmte Bezeichnung nach Art der vorhergehenden gestattet, mögen hier nur zwei aufgeführt werden:

Nagelflue. Ein Conglomerat, in dem ein meist spärliches Bindemittel von gelbgrauer oder weisslicher Farbe und kalkig-thoniger, oft etwas sandiger Beschaffenheit, zahlreiche abgerundete Fragmente von Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneiss, Serpentin, Gabbro u. s. w. cämentirt. Man unterscheidet: Bunte Nagelflue, in der vorwaltend Gerölle von Granit, Porphyr, Gneiss, Gabbro, Serpentin, Quarz u. a. verbunden scheinen, die zum Theil als anstehend in den Alpen nicht bekannt sind. Diese Nagelflue ist besonders im Emmenthal in der Gegend von Thun entwickelt. Kalknagelflue, vorwiegend aus Kalk- und Sandsteingeröllen zusammengesetzt, nach deren Herkunft sie entweder als alpine oder jurassische bezeichnet wird. Die alpine Kalknagelflue, z. B. am Rigi, enthält Gerölle von grauem Alpenkalk, Flyschsandstein, Hornstein, Quarz u. a. Die jurassische in der Gegend von Basel, Solothurn, Bern entwickelt, enthält vorzüglich die hellfarbigen Kalke des Jura. Diese sind eigentliche Kalksteinconglomerate (S. 384). Die Nagelflue ist das wesentlichste Glied der zur Tertiärformation gehörigen sog. Molasse, welche das ganze Flachland der Schweiz ein-

nimmt, aber auch bis zu bedeutenden Höhen, z. B. am Rigi, 5540′ aufsteigt.

Blaues oder goldführendes Conglomerat. Ein sehr festes Conglomerat von blaugrauer Farbe, welche durch Verwitterung in's Braune übergeht, aus sehr grossen, oft centnerschweren Geschieben und Blöcken von Quarz, Kalkstein, Granit, Grünstein, Serpentin, Glimmerschiefer, Thonschiefer u. a., welche durch ein sehr festes, kieseliges, von Schwefelkies imprägnirtes Bindemittel von blaugrauer Farbe verkittet sind. Bemerkenswerth ist das neben den Geschieben in bedeutenden Mengen auftretende Gold; das Bindemittel umfasst nicht nur kleine Körner, Blätter und Bleche, sondern wirkliche erbsen-, nuss- oder sogar taubeneigrosse Rollstücke von Gold, so dass stellenweise ein förmliches Goldconglomerat entsteht. Eine solche 2—6 M. mächtige Conglomeratbank findet sich nach Credner in einem tertiären Flussbette am Westabhange der Sierra Nevada in Californien.

3. Breccien.

Im Gegensatze zu den Conglomeraten bestehen die Breccien aus scharfkantigen, eckigen Bruchstücken von Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest mit einander verbunden sind. Treten neben noch scharfkantigen Bruchstücken auch abgerundete in das Gemenge ein, so werden dadurch allmälige Uebergänge zu den Conglomeraten bewirkt, mit denen überhaupt die Breccien stets in einem engen Zusammenhange stehen.

Ganz wie bei den Conglomeraten, lässt sich eine Reihe von Breccien nach der petrographischen Beschaffenheit der vorherrschend vorhandenen Gesteinsfragmente aufführen, deren Bindemittel in ganz gleicher Weise, wie bei jenen, entweder ein kieseliges, kalkiges, thoniges, eisenschüssiges sein oder auch aus fein zerriebenem Gesteinsmateriale bestehen kann.

Von einer Besprechung der einzelnen dieser Breccien kann hier füglich Abstand genommen werden; bis auf die eigenthümliche, eckige Beschaffenheit der Gesteinsbruchstücke stimmt ihre Ausbildung mit dem, was darüber

bei den einzelnen Conglomeraten gesagt worden ist, überein, und auch ihr Vorkommen ist in der Regel ein gemeinsames.

Nur einzelne besonders charakteristische Breccien mögen hervorgehoben werden.

Quarzbrockenfels. Mit diesem Namen belegt man einen, durch ein quarziges oder eisenkieseliges Cäment wieder verfestigten, zerbröckelten und zerklüfteten Hornsteinfels. In den Höhlungen des Bindemittels und in den Spalten zwischen den einzelnen Bruchstücken finden sich Krystalle von Quarz, Amethyst und Eisenglanz und Ueberzüge von Roth- und Brauneisenstein und Pyrolusit. Tritt bei Schwarzenberg im sächs. Erzgebirge auf.

Tapanhoancanga. Zoll- bis fussgrosse, eckige, nur selten etwas abgerundete Bruchstücke von Magneteisen, Eisenglimmerschiefer, Eisenglanz, Brauneisenstein, sind durch ein Cäment von Rotheisenstein, Brauneisenstein oder Eisenocker zusammengekittet. Die Eisenerzbrocken herrschen häufig bis zum völligen Verschwinden des Bindemittels vor. Neben den Eisenerzfragmenten kommen auch solche von Quarzit, Itacolumit, Thon-Hornblende und Talkschiefer vor. Als zufällige Einschlüsse werden gediegen Gold, Eisen, Amethyst, Olivin, Topas, Rutil, Diamant gefunden. Dieses Gestein lagert in einer 1—3 M. mächtigen Decke auf Schiefergesteinen in der Provinz Minas Geraes in Brasilien.

Haselgebirge nennt man eine mit Fragmenten von Gyps, Brocken von Steinsalz u. a. Bruchstücken von Gesteinen der Steinsalzlager erfüllte, durch meist vorherrschenden Thon verbundene Breccie, welche in den Tyroler Alpen von Reichenhall u. a. vorkommt.

Knochenbreccien. In einem ockergelben oder braunrothen, meist eisenschüssigen Bindemittel von sandig- oder kalkig-thoniger Beschaffenheit, bald fest, bald erdig und locker, liegen zahlreiche Fragmente von Knochen und Zähnen von Wirbelthieren und von Conchylienschaalen, mit Kalksteinbruchstücken untermengt. Solche Breccien erfüllen Spalten und Höhlungen im Kalksteingebirge längs der Küste des mittelländischen und

des adriatischen Meeres und führen vorzüglich Knochen von Pflanzenfressern; andere Breccien finden sich in Höhlen des Binnenlandes: Adelsberger - Baumanns - Dechenhöhle und führen vorzüglich die Reste fleischfressender Thiere. Sonach können Spalten- oder Herbivoren- und Höhlen- oder Carnivorenbreccien unterschieden werden. Auch die Knochenthone Brasilien's und die Pampasthone Südamerika's sind diesen Breccien anzureihen, da sie reich sind an Resten von Pflanzen- und Fleischfressern. Das sog. Bonebed oder die Koprolithen- und Saurierbreccie ist eine oft nur wenige Zoll mächtige Schicht, in der Zähne und Schuppen von Fischen, Knochenfragmente von Reptilien und Koprolithen durch ein sandiges oder mergeliges Cäment fest verkittet sind. Solche Knochenschichten sind besonders in der Rhätischen Gruppe zwischen Keuperformation und Lias in Südwestdeutschland, in Braunschweig und Hannover verbreitet, in England in Dorsetshire und Aloucestershire, im nordöstlichen Irland und in den Alpen bei Matringe im Chablais und in der Maurienne.

B. Das Bindemittel ist ein krystallinisches Gestein.

Reibungsbreccien. (Dislokationsbreccien.)

Unter diesem Namen kann man alle solche klastischen Gesteine zusammenfassen, bei denen die einzelnen scharfeckigen Gesteinsbruchstücke durch ein Cäment verbunden sind, welches einem, in der Regel auch örtlich im Verbande mit der Breccie erscheinenden krystallinisch-körnigen Gesteine angehört. Als charakteristischer Unterschied mit den im Vorhergehenden beschriebenen Breccien und Conglomeraten ist für diese Gesteine hervorzuheben, dass ihre Ausbildung unmittelbar erkennen lässt, dass der Process der Zertrümmerung und Wiederverkittung ein gleichzeitiger gewesen ist. Hierbei kann das zertümmerte und das verkittende Gestein verschiedenartig gewesen sein; jedoch ist dieser Unterschied nur unerheblich, da hier die Bezeichnung der einzelnen Arten nur nach dem

ursprünglichen Cämente geschieht [1]. Die Grösse der Bruchstücke, das Mengenverhältniss zwischen diesen und dem Cämente ist durchaus wechselnd und bedingt verschiedenartige Strukturvarietäten. Solche Reibungsbreccien sind:

Granitische Breccie. Granit und Thonschieferfragmente eingekittet in ein Granitbindemittel z. B. im Fichtelgebirge, oder glimmerreichere Granitbrocken durch glimmerarmen cämantirt z. B. in den Pyrenäen und ähnliche Gesteine an andern Orten, meist mit Graniten unmittelbar zusammenhängend, die an Stellen, wo sie reich sind an Einschlüssen, unmittelbar in solche Breccien übergehen. Eine solche syenitische Breccie kommt bei Marquette am Lake superior vor.

Felsitische Breccie. Scharfkantige Bruchstücke von Quarz oder Felsitporphyr sind durch eine echt krystallinische oder aphanitische Felsitmasse verkittet. Die eingeschlossenen Bruchstücke entweder von ganz gleicher Beschaffenheit wie das umschliessende Gestein und dann oft kaum als klastisch zu erkennen, oder aber Bruchstücke und Cäment von verschiedenartiger Ausbildung oder Farbe. Solche Breccien kommen im Thüringer Wald, in den Vogesen, im Schwarzwald und südlichen Tyrol vor und zeigen z. B. an der Burg Siegmundskron bei Botzen, sowie am Badener Berge bei Baden eine so ausgezeichnete pfeilerförmige Absonderung, wie echte Porphyre.

Diabasische Breccie. Wenngleich oft wegen der Verwitterung des krystallinischen, diabasischen Cämentes schwer von Diabasbreccien zu unterscheiden, kommen doch in den Gebieten der Diabase solche, ein Cäment von krystallinischer Diabasmasse zeigende Gesteine, fast immer in Diabase selbst übergehend, vor; so im Fichtelgebirge, u. a. Gegenden. Als solche sind

---

1) Auch hier wählt man consequent nach dem S. 380, Note ausgesprochenen Grundsatze zur Benennung passend die Combination mit den entsprechenden Adjectivis, schon zur Unterscheidung von den gewöhnlichen Breccien.

auch wohl die Augitporphyrischen Breccien des südlichen Tyrol zu bezeichnen, die in einem Teiche von Augitporphyr Bruchstücke desselben oder ähnlicher Gesteine, Fragmente von Thonglimmerschiefer, Felsitporphyr, Kalkstein u. a. einschliessen.

Trachytische Breccie. Eckige Fragmente von Trachyt, Basalt u. a. Gesteinen sind in einer festen, harten Masse von krystallinischem oder schlackigem Trachyte eingebettet. Solche Varietäten kommen bei Vissegrad in Ungarn, im Cantal und im Mont Dore vor.

Melaphyrische Breccie. Eckige Bruchstücke und Körner von dichtem und mandelsteinartigem Melaphyr werden durch einen Melaphyrteich verkittet. Solche Gesteine kommen bei Friedrichsroda im Thür. Walde und bei Wieselbach in der Pfalz vor.

Basaltische Breccie. Trümmerstücke von Basalt oder andern Gesteinen werden durch ein meist dichtes, oft schlackiges, basaltisches Bindemittel cämentirt. Solche Breccien erscheinen besonders an den Salbändern von Basaltgängen z. B. bei Salesl in Böhmen, mehrfach in der Auvergne, wo sie Bruchstücke von Kalken und Arkosen der Limagne enthalten, so bei Pont-du-Chateau und in der Gegend von Billom, ausgezeichnet auch mit Buntsandsteinbruchstücken bei Espalion im Aveyron und mit Rollstücken und Bachkieseln am Dolézonbache bei Laroche im Velay; hierhin gehören auch die mit Kalkstein und Dolomitstücken erfüllten Laven vom Vesuv.

Glasige Breccien. Bruchstücke von Bimstein, Perliten, Trachyten und a. liegen in einem glasigen, obsidianähnlichen Teiche, mit dem sie hin und wieder vollkommen zusammenfliessen. Solche Gesteine kommen am alten Schloss bei Chemnitz und bei Tatlya unfern Tokay in Ungarn vor. Auch von den im Folgenden beschriebenen Eutaxiten gehören manche hierhin. Als Pechsteinpeperit oder vielleicht besser — Breccie hat v. L. ein Gestein von Pieve bei Schio im Vicentinischen beschrieben, welches in einer glasigen, echt pechsteinartigen Grundmasse, mit schöner Fluidalstruktur eckige Bruchstücke anderer Gesteine sowie lose Hornblende-, Feldspath- und Glimmer-

krystalle und Krystallfragmente umschliesst. Dass die glasige Masse des Cämentes in der That als Pechstein gelten muss, ergiebt ihr Wassergehalt.

Eutaxite. Unter dieser Bezeichnung beschreiben von Fritsch und Reiss eigenthümliche lavische Gesteine von den canarischen und azorischen Inseln, die sich zum Theil hier anreihen können. Einmal sind es Gebilde, in denen durch ihr Gefüge verschiedene Partieen in Bändern, Streifen und Flasern angeordnet liegen, so dass eine schieferähnliche Struktur bedingt wird. — Diese sind blosse Strukturvariationen der betreffenden lavischen Gesteine; allerdings vielleicht wesentlich gebildet durch Einschmelzung von Einschlüssen und dadurch erfolgende Ausscheidungen und Entglasungen. Die andere Art der Eutaxite aber ist durch das Vorkommen einer grossen Menge scharfbegränzter, eckiger, verschiedenartiger Gesteinsstücke ausgezeichnet, die lagenweise vertheilt und von der Lavenmasse umhüllt sind. Die Brocken sind häufig durch ein schmutziggrünes oft fast schaumig poröses Glas verkittet, während meist eine dichte, trachytische Lava das verkittende Cäment bildet. Diese letzteren Eutaxite, auch als Agglomeratlava bezeichnet, würden sich also entweder als glasige oder als trachytische Breccien den im vorhergehenden genannten Gesteinen dieser Art anreihen. Auch der sog. Piperno aus der Gegend von Neapel ist ursprünglich wohl ein solches klastisches Gestein, dessen klastische Bruchstücke aber durch Einschmelzen mit der umhüllenden Phonolithlava so innig verbunden sind, dass sie nur mehr wie dunklere Flecken erscheinen. Aehnlich den Eutaxiten, und daher also wohl der einen oder andern der vorher angeführten Breccien angehörig, sind auch die von Poulett Scrope beschriebenen Gesteine vom Monte Tabor u. a. auf Ischia, Gesteine von Santorin, Java und Neuseeland.

C. Lose Haufwerke ohne Bindemittel.

1. Sand, Kies, Gerölle, Geschiebe.

Lose Anhäufungen von unverbundenen Körnern, vorzugsweise aus Quarz bestehend und von einer geringen, selten über 1 Mm. gehenden Grösse werden Sand genannt, obschon auch andere Mineralien in dieser sand-

körnigen Form vorzukommen pflegen, die man dann als Varietäten mit besonderen Namen belegt. Die Grösse der Quarzkörnchen, welche meist abgerundet, aber auch eckig und mit einzelnen noch erhaltenen, glatten Krystallflächen versehen sind, bedingt Unterscheidungen in groben oder Perlsand, in feinen Quell-, Trieb- oder Formsand und endlich in feinsten Mehl-, Staub- oder Flugsand. Auch die Quarzsande sind selten ganz rein, sie enthalten meist helle Glimmerschüppchen, auch Bruchstückchen von Feldspath, Kalkspath u. a. Ein Beginn der Verkittung zeigt sich an den losen Sandmassen durch thonige und kalkige Zwischenmengungen. Wenn die einzelnen Körner über erbsengross, etwa bis nussgross sind, so entsteht der Kies. Nach vorherrschenden Beimengungen kann man unterscheiden: Thonigen Sand, kalkigen, glimmerigen, eisenschüssigen, glaukonitischen Sand. Durch beigemengte Bruchstücke oder ganze, wohlerhaltene Schaalen von Conchylien wird der Muschelsand charakterisirt, wie er bei Alzei in Rheinhessen und am Meeresufer, z. B. bei Palermo in Sicilien u. a., vorkommt. Knochensand enthält Ueberreste sehr verschiedener Säugethiere, z. B. bei Eppelsheim in Rheinhessen u. a. O.

Der Quarzsand setzt ganze Lager und Hügel des Diluviums zusammen und ist nicht selten durch accessorische Mineralien ausgezeichnet. Es finden sich in ihm unter andern: Gold, Platin, Zinnerz und von Edelsteinen der Diamant, Saphir, Topas, Beryll, Spinell, Zirkon, Granat u. A. Solche Sand- und Kiesablagerungen, welche Mineralien enthalten, deren bergmännische Gewinnung werthvoll ist, nennt man Seifen, so die Goldseifen von Californien, die Platinseifen des Ural, die Zinnseifen in Cornwall und auf Banka, die Diamantseifen von Brasilien und Süd-Afrika.

Magnetitsand besteht vorzüglich aus kleinen Körnchen oder etwas abgerundeten Kryställchen von titanhaltigem Magneteisen, jedoch noch mit kleinen Kryställchen oder Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin, Zirkon, Granat u. a. gemengt. Er bildet meist nur wenig mächtige Ablagerungen am Ufer der Meere und

Seen, Flüsse und Bäche in Gebieten, wo die Gesteine Magnetit enthalten. So am Laacher See, in der Doredogne am Mont Dore, im Kaiserstuhl im Breisgau und vielen andern Orten. Am St. Lorenzostrom und auf Neu-Seeland kommt er in mächtigen, abbauwürdigen Anhäufungen vor. Als ein wahrer Zirkonsand ist der aus dem Flusse Ciénaga in der Provinz Antioquia in Columbien zu bezeichnen, der aus 65 % Zirkon, 30 % Titaneisen und 5 % Magnetit besteht. Bekannt ist auch der Zirkon-, Granat-, Saphirreiche Sand des Baches Riou-Pezzouliou am Fusse des Vulkans von Croustet bei Le Puy.

Glaukonitsand ist ein loses Aggregat von Glaukonitkörnchen, nur mit wenig Quarz und mergeligen Theilen gemengt, der in der Kreideformation Westfalens, bei Troyes in Frankreich und in einer ausgedehnten, 30′ mächtigen Ablagerung in New-Jersey vorkommt.

Dolomitsand, aus kleinen Körnchen und Rhomboëderchen von Dolomit bestehend; kommt am Fusse der Dolomitgebirge, in der schwäbischen Alp, bei Baden, im Becken von Wien, im südlichen Tyrol u. a. vor.

Gruss ist eine lose Masse aus abgerundeten und scharfeckigen Gesteinsbruchstücken, in der sich immer noch das Gestein erkennen lässt, aus der er hervorgegangen: daher Granit-Syenit-Kalksteingruss u. a.

Gerölle: abgerundete, bis zu Kopfgrösse wachsende Gesteinsbruchstücke, die regellos übereinander gehäuft scheinen. An diesen Geröllen, die natürlich aus den verschiedensten Gesteinen bestehen können, treten mancherlei Eigenthümlichkeiten auf. Der Eindrücke rundlicher Gerölle in andere ist schon oben S. 383 gedacht worden. Manche Gerölle erscheinen zerborsten, gespalten, die Stücke in ihrer Zusammengehörigkeit verschoben und durch ein Cäment wieder verkittet, so nicht selten in der Nagelflue der Schweiz, und im Steinkohlenconglomerat von Waldenburg in Schlesien u. a. Hohle Kalksteingerölle, z. B. von Lauretta im Leithagebirge, erscheinen durch einen von Innen heraus wirkenden Zersetzungsprocess ausgehöhlt. Oft sind die Gerölle mit einer bunt

irisirenden Haut von Brauneisenstein oder mit krystallinischem Quarz, Eisenkies, Pyrolusit überzogen.

Geschiebe und Blöcke sind kopf- bis hausgrosse Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine, welche entweder an Ort und Stelle, wo sie sich von dem Gesteine durch Verwitterung abgelöst haben, sich finden und zu Block- oder Felsenmeeren angehäuft sind, oder welche von ihrer ursprünglichen Lagerstätte oft sehr weit entfernt liegen, so dass in manchen Fällen dieselbe gar nicht aufzufinden ist; diese werden erratische oder Wander-Blöcke genannt. An ihre jetzige Stelle sind sie entweder durch Gletscher, schwimmende Eisschollen oder mächtige Fluthen transportirt worden. Sehr interessant sind in dieser Beziehung die zahlreichen Geschiebe der norddeutschen Tiefebene, welche sich fast alle mit grosser Bestimmtheit auf skandinavischen Ursprung zurückführen lassen.

Gerölle und Geschiebe gehören meistens den allerjüngsten Formationen, dem Tertiär, Diluvium und Alluvium, an.

2. Vulkanische Asche, Lapilli, Bimsteingerölle.

Die vulkanische Asche ist zu einer staubartigen Masse durch explosives Auswerfen zerstäubte Lava, wie das ihre mikroskopische und analytische Untersuchung gezeigt hat.

Die chemische Zusammensetzung der Asche des Vulkanes Pariou in der Auvergne ist nach v. L.: SiO_2:56.50, Al_2O_3 : 18.55, Fe_2O_3 : 5.80, Mn_2O_3 : 4.58, CaO : 6.21, MgO : 2.05, Na_2O : 2.36, K_2O : 3.77. Sp. G. = 2.61. Dieselbe war vollkommen wasserfrei, dagegen verlor Asche von Guadeloupe beim Trocknen 8—10 % hygroskopisches Wasser, die vom Cosiguina 6.27 %.

Die vulkanischen Aschen bestehen im Allgemeinen aus einem sandähnlichen Gemenge von kleinsten Lavabröckchen und zahlreichen makroskopischen, oft sehr scharfkantigen Kryställchen von Sanidin, Augit, Leucit, Magnetit, Olivin, Biotit, Melanit u. A., entsprechend der petrographischen Constitution der Laven des Vulkanes,

dem die Asche entstammt. Unter dem Mikroskope zeigt sich, dass dieselbe besonders durch das Vorherrschen von glasiger Substanz ausgezeichnet ist, sei es, dass dieselbe in der Form loser, deutlicher Tropfen, oder unregelmässig gestalteter Partikel auftritt, sei es, dass sie als reichliche Einschlüsse in den Krystallen der Asche niedergelegt ist. Auch die Menge der in diesen Glastropfen inneliegenden Gas- oder Dampfporen erscheint als eine ganz aussergewöhnlich grosse. Auch in den Krystallen erscheinen diese, sowie zahlreiche Mikrolithen von Augit, Magnetit u. a. Bemerkenswerth sind noch kleine, oft zierliche Aggregate von Mikrolithen, zuweilen zu lockeren Klümpchen zusammengeballt: schneeflockenähnliche Erstarrungsprodukte des in Tropfen zerstiebten Magma's, aber meist ungeheuer winzig und zart, so dass es seltsam erscheint, dass sie im Aschenhaufwerke unverletzt erhalten blieben. Die dunklere oder hellere Farbe der vulkanischen Asche hängt von den Beimengungen an Augit-Magnetitpartikeln oder von staubartigen Glastheilchen ab; auch ganz schwarzer Obsidian ist als feiner Staub lichtgrau. Die vulkanische Asche bildet oft Ablagerungen in nächster und weiterer Umgebung eines Vulkanes von ganz ungeheurer Mächtigkeit, ist in allen Gebieten thätiger und erloschener Vulkane in gleicher Weise verbreitet.

Vulkanischer Sand oder Puzzolan werden Anhäufungen von kleinen Lavabruchstücken, etwa bis erbsengross, untermengt mit losen Krystallen und Krystallbruchstücken genannt. Diese letzteren sind oft in schönen Krystallen und in ungeheurer Menge vorhanden, z. B. Augit am Vesuv, am Puy de la Rodde in der Auvergne u. A., Leucit, am Vesuv, Glimmer, am Vesuv und in der Eifel; Olivin, am Vesuv u. A. Die Puzzolani werden als hydraulische Mörtel benutzt, daher z. B. auch der Name des Puy Gravenoire (gravier noir), bei Clermont, der durch mächtige Sandablagerungen mit losen Augiten ausgezeichnet ist.

Lapilli (Rapilli) sind die etwa zollgrossen Bruchstücke poröser, schlackiger Lava, die entweder in Sanden oder für sich vorkommen und mächtige Anhäufungen bil-

den, am Vesuv, Aetna, in der Auvergne, am Laacher See und in allen übrigen vulkanischen Gebieten. Ausser diesen kommen grössere Lavablöcke, oft von gigantischen Dimensionen, gewaltig übereinander gehäuft in allen Gebieten vor. Von besonderer Gestalt sind die vulkanischen Bomben, auch larmes volcaniques genannt: runde, durch rotirende Bewegung in der Luft entstandene Formen aus einem über einem Krystalle oder Schlackenstückchen nach rückwärts sich zusammenklappenden Lavafetzen gebildet, daher ein Muschelschloss ähnlicher Rand an der einen Seite. Die Grösse und Gestalt ist übrigens sehr wechselnd. Als Schlacken-Kuchen oder Fladen werden runde, scheibenförmige Lavamassen bezeichnet, aus solchen Bomben dadurch hervorgehend, dass sie in noch weichem Zustande niederfielen und sich platt drückten. Bimsteingerölle, grössere und kleinere, theils eckige, theils abgerundete Bruchstücke von Bimstein sind zu mehr oder weniger ausgedehnten und mächtigen Ablagerungen angehäuft. Nicht alle Vulkane haben diese Bimsteine gleichmässig producirt, sehr reichlich erscheinen sie u. A. auf Java, sowie im Gebiete des Laacher See's über das Rheinthal hin bis in den Westerwald und das Lahnthal hinein.

— — —

ANGEWANDTER THEIL:

PETROGRAPHISCHE GEOLOGIE.

I. Entstehung der Gesteinsformen.

Die Geschichte eines Gesteines lässt sich, wie es auch mit der Beschreibung geschehen ist, in die Geschichte seiner Form und seiner Masse zerlegen und wenn auch diese beiden Theile in gleich enger Weise zusammenhängen, wie es die Bau- und Strukturverhältnisse mit der mineralogischen Constitution und Ausbildung thun, so erscheint doch hier wie da eine gesonderte Betrachtung nützlich.

Die verschiedenen Formverhältnisse der Gesteine, wie sie im vorhergehenden Abschnitte als innere (Struktur) und äussere (Tektonik) beschrieben wurden, lassen sich mit Bezug auf ihre Entstehung in zwei Klassen trennen: in solche, deren Ausbildung mit dem Processe der Gesteinsbildung unmittelbar zusammenhängt, durch denselben bedingt war und daher auch gleichzeitig mit diesem geschah, primäre Formen, und in solche, die erst später unabhängig von den Bildungsvorgängen an den Gesteinen sich herausgebildet haben und nur durch ihre mehr oder weniger bestimmt erkannte Abhängigkeit von dem Materiale der Gesteine eine gewisse charakteristische Eigenartigkeit besitzen: die secundären Formen. Sowohl bei den geschichteten, als auch den massigen Gesteinen sollen die beiden Arten nunmehr ihrer Entstehung nach betrachtet werden.

A. Geschichtete Gesteine.

Schichtung entsteht im Allgemeinen durch eine über eine gewisse Oberfläche erfolgende Ablagerung von Be-

standtheilen, die entweder im Wasser mechanisch suspendirt oder in demselben in Lösung vorhanden waren und sich durch chemische Processe ausschieden, oder aber die ohne direkte Mitwirkung des Wassers lose sich über einander häuften. Dieser letztere Fall ist der weitaus seltnere und kann hier mit wenigen Worten erwähnt werden. Die von den Vulkanen oft in ungeheuren Massen und in mehrfach wiederkehrenden Intervallen ausgeworfenen Aschenmengen lagern sich bei ihrem Niederfallen schichtenweise, oft regelmässig abwechselnd gröbere und feinere Haufwerke über einander und bilden so Schichtensysteme von sattelähnlichem, kegelförmigem Bau. Die Schichten liegen meist mit Neigungen von 25—45° mantelförmig um den Eruptionspunkt herum und zeigen also an den entgegengesetzten Seiten scheinbar antikline Stellung; Lava-Ströme und Decken wechseln mit ihnen ab. In diesen Fällen wird also ein der Schichtung im Allgemeinen ziemlich gleicher Bau aus eruptivem Materiale auf trockenem Wege zu Stande gebracht. Aber von der eigentlichen Schichtung sind solche Anhäufungen doch zu trennen: ein wesentlicher Unterschied beruht schon darin, dass die geneigte Stellung dieser vulkanischen Schichten eine primäre ist.

Aus dem Wasser sich absetzende, suspendirte Theilchen oder aus Lösungen sich ausscheidende chemische Niederschläge bilden zunächst, wenn sie ruhig erfolgen, horizontale Lagen. Aendert sich das suspendirte Material oder gewinnt die Lösung und folglich auch der Niederschlag eine andere Beschaffenheit, so ändern sich auch die Absätze, aber sie legen sich mit gleichbleibender Horizontalität einer parallel über den andern. Nur eine ganz geringe Neigung kann durch den Boden, auf dem der Absatz erfolgt, möglich werden, eine Neigung, die nur bei wenig mächtiger Schicht erhalten bleiben kann, bei mächtigeren Ablagerungen nach oben in die vollkommene Horizontalität verläuft. Aber wie schon aus den im II. Theile an vielen Orten gegebenen Beispielen hervorgeht, befinden sich nur die wenigsten Schichten mehr in dieser horizontalen oder schwebenden, primären Lage,

wie es z. B. die silurischen Schichten des nordwestlichen Russland's, der Quadersandstein der sächsischen Schweiz u. a. allerdings noch thun. Weitaus die Mehrzahl der geschichteten Gesteine zeigt mehr oder weniger steile und durch mannichfache Störungen und Dislokationen in ihren einzelnen Theilen gegeneinander verschobene Stellungen. Diese sind alle die Folge secundärer Vorgänge und haben nicht nur den Bau der geschichteten Gebirgsglieder verändert, sondern auch hin und wieder gewisse, eigenthümliche Absonderungsformen hervorgebracht, z. B. die weiter unten erwähnte transversale Schieferung. Im Allgemeinen können als Ursache dieser Dislokationen verschiedene Vorgänge angenommen werden. Zweifellos können z. B. Schichten durch ein hindurchdrängendes, dieselben gangförmig durchsetzendes, aus der Tiefe emporsteigendes Gestein nach oder mit ihrer hierdurch bewirkten Aufreissung aufwärts gebogen oder in ihren Theilen gegeneinander verschoben werden; oder es können im Zusammenhange mit vulkanischen Erscheinungen und Erdbeben einseitige Senkungen und Hebungen von Schichten geschehen, die sie aus der ursprünglichen horizontalen Lage bringen. Dort, wo Schichten und Lager leichtlöslicher Gesteinsmassen, wie z. B. der Gyps, von anderen Schichten überlagert sind und durch die Thätigkeit des Wassers die unteren Schichten fortgeführt werden, können die aufliegenden Schichten beim Zusammenbrechen solcher unterirdischer Höhlungen sich senken und werden dabei mannichfache Umbiegungen, Knickungen, Zerreissungen und Verschiebungen der einzelnen Theile gegen einander zu erleiden haben. Schon das blosse Gewicht einer aufgelagerten Gesteinsmasse auf weiche, schon geneigt stehende Thon- und Mergellagen kann eine Zusammendrückung und Verbiegung derselben hervorrufen, es können dieselben, wenn in eine steile Stellung durch irgend welche andere Ursache gebracht, schon durch die eigene Schwere sich abwärts faltenförmig über einanderschieben. Auch bei solchen Processen, wo durch eine chemische Umwandlung oder Auslaugung in Gesteinen eine Volumverminderung bewirkt wurde, können

in dem aufgelagerten Gestein Einsenkungen stattfinden, welche die Störung der ursprünglichen Horizontalität oder die vermehrte Steilstellung schon geneigter Schichten zur Folge haben. Die durch Aufnahme von Wasser erfolgende, zuweilen beträchtliche Volumvermehrung hat die entgegengesetzte Wirkung. Bekannt ist die Umwandlung des Anhydrits in Gyps auf diesem Wege. Die in Anhydritmassen hineingetriebenen bergmännischen Stollen werden allmälig durch diese Volumvermehrung durch Aneinanderrücken ihrer Wände wieder vollkommen zugepresst. Grössere, sich in Gyps umwandelnde Anhydritmassen können daher auch, wenn für die Volumvermehrung ein Ausweichen nach anderer Richtung nicht möglich ist, aufliegende Schichten emporheben und aufrichten, eine Erscheinung, die früher sogar die Veranlassung zu der Annahme war, der Gyps sei eruptiver Entstehung, da er in dieser Weise einen mechanischen Druck von unten nach oben ausübe. Endlich ist es auch noch denkbar, dass die mit Temperaturveränderungen der Schichten zusammenhängende Expansion oder Contraktion in lokalen Fällen Veränderungen in der Schichtenlage bewirke.

Aber alle diese Ursachen sind nur für mehr oder weniger eng begrenzte Gebiete und für lokale Verhältnisse als Erklärung gültig, während die fast ganz allgemeine und in allen Gebirgen uns entgegentretende Erscheinung der ungeheuersten Schichtendislokationen und der grossartigsten Verwerfungen nicht auf solche lokalen, sondern nur auf eine allgemeine terrestrische Ursache zurückzuführen sind. Und diese gemeinsame Ursache ist die Contraktion der erkaltenden Erde.

Es kann, ohne weitere Rücksicht auf die jetzige, schmelzflüssige oder starre Beschaffenheit des Erdinnern, das als eine durch Geologie und Astronomie ziemlich feststehende Annahme gelten, dass die Erde noch fortdauernd erkaltet, dass sie einst in schmelzflüssigem Zustande sich befand und dass im Verhältnisse zu ihrer hohen Temperatur in diesem Stadium die Erkaltung eine schnellere gewesen sei. Mit der Erkaltung steht aber die Contraktion in inniger Verbindung. Wenn man für die

gesammte Erde nach den uns an ihrer Oberfläche bekannten Materialien der Gesteine einen mittleren Contraktionscoefficienten zu berechnen versucht, so würde derselbe auf Grundlage vieler an sauren und basischen Schlacken angestellten Versuchen nach R. Mallet etwa 933:1000 sein. Hiernach würde der Erddurchmesser, wenn er heute zu 1719 geographischen Meilen angenommen wird, im flüssigen Zustande der Erde und zwar bei einer Temperatur von etwa 1000° C., wo also die Erstarrung schon begann, 1760 geographische Meilen betragen haben, wonach also derselbe um 41 geographische Meilen oder um den 43sten Theil seiner ursprünglichen Länge sich verkürzt hätte. Dieser Verkürzung folgte die successiv erstarrende Rinde; indem sie nach dem Gesetze der Gravitation dem Mittelpunkte der Erde sich zubewegte, traten die einzelnen Theile derselben in einen immer mehr verkürzten Raum ein, in dem sie in ihrer ursprünglichen Lage keinen Platz fanden und daher gezwungen waren, mit fortschreitendem Einschrumpfen sich zu falten und in Windungen in einander zu drücken. Und indem einzelne Theile der Erdrinde nur wenig zusammendrückbar und wirklich gedrückt erscheinen, mussten andere um so mehr gefalten und zu zickzackförmigen Biegungen verkürzt werden. Die meisten Erscheinungen der Schichtenfaltungen werden also, wenn wir die Erdoberfläche als eine horizontale auffassen, durch seitlichen horizontalen (richtiger gesagt: tangentialen) Druck veranlasst, welcher aus der von oben nach unten gehenden radialen oder centripetalen Bewegung der zusammenschrumpfenden Erdrinde resultirt. Dass die Intensität dieser Faltungen früher, wo das Maass der Erkaltung und der Contraktion grösser war, ebenfalls viel bedeutender gewesen sein müsse, als es sich heute erweisen lässt, zeigen alle geognostischen Erfahrungen. Mit diesen Faltungen hängen auch die Verschiebungen der einzelnen Theile gegen einander zusammen und werden sich in allen einzelnen Fällen auf diese Ursache zurückführen lassen. Der oberflächliche Ausdruck dieser die Schichtenstellung bewirkenden Contraktion tritt uns im Wesentlichen in den Gebirgsketten vor die Augen.

Da gilt im Allgemeinen das Gesetz, dass die Axen der Faltungen oder die Längsaxen der Gebirgsketten normal stehen zu der Richtung des Druckes, jedoch nicht ohne Unregelmässigkeiten und Abweichungen, bedingt durch die Ungleichartigkeit der seitlichen Pressungen selbst. Durch diese werden auch einige besonders charakteristische Absonderungsverhältnisse bewirkt, welche den geschichteten Gesteinen eigenthümlich sind: die sog. transversale Schieferung oder eine bankförmige, mit ihr übereinstimmende Absonderung, die oft auch an nicht schiefrigen zwischenliegenden krystallinischen und massigen Gesteinen, z. B. dichten Kalken (vergl. S. 189) hervortritt. Die transversale Schieferung, deren allgemeine Form schon S. 125 besprochen wurde, ist nicht durch die Schichtung bedingt, wie die echte Schieferung. Sie schneidet die Schichtung unter irgend einem grösseren oder kleineren Winkel, ist von einer grossen Beständigkeit und Regelmässigkeit über ganze Schichtensysteme immer in paralleler Stellung zu verfolgen und ist von Neigung und Lage der Schichten, in denen sie auftritt, ganz unabhängig. Nur mit starken Verwerfungen im Schichtenbau und mit der Axe der Faltungen der Schichten selbst erscheint sie in gleichbleibendem Parallelismus. Sonach ist sie die augenscheinliche Folge derselben seitlichen Zusammenpressungen, welche auch Schichtenfaltungen bewirken und die hier veranlasste, dass die kleinsten Theilchen sich rechtwinklig auf die Druckrichtung stellten, wie man das experimentell durch in weichen, plastischen Thon eingeknetete Glimmerblättchen, wenn man denselben presst, nachahmen kann. Diese Bewegungen sowohl, wie die Faltungen und Biegungen der Schichten setzen eine gewisse Biegsamkeit und Plasticität der Gesteine voraus, die uns doch starr erscheinen, die aber einem langsam wirkenden Druck in gleicher Weise nachgeben, wie es das sonst doch spröde Eis und wie es Marmor- oder Granitplatten thuen, die, nur an beiden Seiten unterstützt, sich durch das eigene Gewicht krümmen.

Während die zuletzt besprochenen Formverhältnisse als secundäre bezeichnet werden müssen, stehen die meisten

sonst an geschichteten Gesteinen vorkommenden Absonderungs- und Strukturvariationen mit der Bildung der Schichten selbst in unmittelbarem Zusammenhange und sind also primär. Während die nur als eine feine Schichtung aufzufassende Schieferung durch eine beim ursprünglichen Niederschlag erfolgte Parallellagerung der einzelnen Theilchen als entstanden anzusehen ist, lassen sich transversale Absonderungsfugen als durch Trocknen und Einreissen der abgesetzten Massen erfolgt denken. Auch gewisse linearparallele Strukturen, verbunden mit den S. 104 erwähnten Streckungserscheinungen, wenngleich zum Theil auf secundäre Ursachen seitlicher Pressungen zurückzuführen, sind doch zum Theil auch ursprüngliche, durch den blossen parallelen Absatz der Theilchen bedingte, oder wie bei der sog. gefältelten Struktur lediglich durch die zufälligen Einwirkungen von Strömungen und Wellenbewegung bewirkt, die unmittelbar auf den erfolgten Niederschlag einwirkten.

Als sekundäre Absonderungsformen an geschichteten Gesteinen sind noch solche zu erwähnen, welche durch äussere Einflüsse, z. B. durch Erhitzung im Contakte mit heissflüssigen Gesteinsmassen bewirkt wurden, so die säulenförmige Absonderung von Sandsteinen, Kalksteinen, Braunkohlen u. A. im Contakte mit aufgelagerten Basaltmassen, Erscheinungen, die sich künstlich auch experimentell nachahmen lassen, wie das v. L. für die Braunkohlen des Meissner's durch Einwirkung flüssiger Hochofenschlacke gezeigt hat.

Eine an manchen geschichteten Gesteinen ausgebildete Struktur, die sog. oolithische, bedarf hier wohl noch einer besonderen Besprechung.

Es ist kein Zweifel, dass in der ausgezeichnet oolithisch-pisolithischen Bildung, wie sie am Karlsbader Sprudel beobachtet werden kann, uns eine Andeutung der Genesis der Oolithe gegeben ist. Ganz wie dort mögen kleinere Vorkommen von Sprudelstein wohl ihre Erklärung finden, aber es erscheint doch schwer anzunehmen, dass eine solche Bildung Ablagerungen über weite Flächen, wie sie manche Oolithe zeigen, hervorgerufen haben

könne. Dass ein centrales Sandkorn die Veranlassung zur Bildung sei, ist jedenfalls in vielen Fällen unrichtig, da diese Sandkörner sich auch in Durchschnitten nicht immer zeigen, manche Oolithkörner auch nach ihrer Auflösung keinen Quarz hinterlassen, wenn auch das Centrum mit einer durchsichtigen Masse erfüllt war, die sich als Kalkspath erkennen liess. Eine concentrisch schaalige Struktur an sich bedingt keineswegs die schaalenweise Umlagerung um ein fremdes Centrum, sie kann auch durch lagenweise Erfüllung von Blasenräumen sich bilden, wie z. B. an Melaphyren ersichtlich. So scheinen nach Knop die Rogensteine von Riegel am Kaiserstuhl zu sein. Es sind kugelige bis ellipsoidische Hohlräume mit durchaus krystallinischen nach Innen und nach Aussen von durch Krystallspitzen rauhen Wänden umgeben. Virlet d'Aoust hat gleichfalls die Oolithkörner durch Ausfüllung von Hohlräumen entstehen lassen, da er beobachtete, wie an einem See ungeheure Mengen von Insekteneiern durch innere Incrustation zu Oolithkörnern wurden. Es erscheint in der That kaum wahrscheinlich, dass alle Oolithe auf die gleiche Weise entstanden sind, daher theilt Gümbel dieselben vorzüglich in zwei Gruppen ein: 1. in solche, die durch Incrustation von Innen nach Aussen entstanden sind: Extooolithe, und 2. in solche, deren Bildung eine blasenartige Hülle zu Grunde liegt, in Folge dessen entweder hohle Oolithkörner oder innen mit krystallinischer Masse erfüllte: Entooolithe entstehen. Wenn letztere nun auch äusserlich noch überrindet werden, so scheinen dann beiderlei Arten der Entstehung vereinigt: Dimorphoolithe. Die erstere Klasse ist also nach Art der Sprudelsteine gebildet, die zweite als Erfüllung von Gasblasen, die in gewissen Mineralwassern durch innere Incrustation erfüllt werden. Auch Luftblasen in kalkreichen Mineralwassern werden nach Knop incrustirt werden und oolithische Niederschläge bilden; solche Luftblasen entstehen unter Mitwirkung der den Sauerstoff ausscheidenden Algen, die gegen die Kohlensäure des Wassers diffundirend, dem Kalkcarbonat das Lösungsmittel entziehen und sich direkt mit einer fortwachsenden kugelrunden,

eisenoxydhydratreichen Kalkrinde umhüllen. Auf solche Weise mögen manche Eisenoolithe, Bohnerze, besonders sog. Raseneisenerze von oolithischer Struktur entstanden sein, wie sie im nördlichen Schweden vorkommen, für welche die Theilnahme von Algen und Infusorien (Gaillonella ferruginosa) auch durch anderweitige Erfahrungen nachgewiesen scheint. Endlich können auch Mollusken-eier nach Knop, die milliardenweise vorkommend ihr Inneres und Aeusseres durch Kalkincrustation ausfüllen und überrinden, zu Oolithbildungen Veranlassung geben; so sollen die Hornsteinoolithe der Anhydritgruppe von Pforzheim und Durlach gebildet worden sein. Jedenfalls sind nicht eine, sondern verschiedene der aufgezählten Möglichkeiten bei der Oolithbildung betheiligt gewesen und nur eine sorgsame Prüfung und Untersuchung gestattet in den einzelnen Fällen die Entscheidung.

B. Massige Gesteine.

Die massigen Gesteine sind weitaus der Mehrzahl nach eruptiven Ursprunges, d. h. es sind dem Inneren der Erde entsteigende, aus dem Schmelzflusse gleichzeitig in grösseren Massen zur Erstarrung gekommene Gesteine, wenn auch die Einzelheiten solcher Erstarrung und die dabei mitwirkenden Faktoren: hohe Temperatur, Wasser, Dämpfe und Gase, sowie der Druck bei den verschiedenen Gesteinen dieser Art durchaus verschiedenartig gewesen sein müssen, wie das sich schon in der Mannichfaltigkeit ihrer Strukturvariationen ausspricht und im Verlaufe noch näher erörtert werden soll. Und so lassen sich denn auch alle Einzelheiten in der Erscheinung der massigen Gesteine, in ihrer Verknüpfung mit anderen Gebirgsgliedern durch Vorgänge erklären, wie sie uns in Verbindung mit dem gewaltsamen Emportreten solcher Gesteinsmagmen durch andere Gesteine und in den durch die Erstarrung erfahrungsgemäss bedingten Absonderungsformen natürlich erscheinen.

Gangartiges Hindurchsetzen durch andere Gesteine, verbunden mit den deutlichen Zeichen gewaltsamer Einwirkung auf das Nebengestein sind besonders charakte-

ristisch und die Erscheinungsweise der echten Lavagänge, wie sie in der Umgebung der noch thätigen Vulkane beobachtet werden können, darf uns im Allgemeinen als Bild dieser Vorgänge dienen. Zersprengungen und Aufspaltungen des Nebengesteines, verbunden mit einer mehr oder weniger grossartigen Zerbrechung und Zertrümmerung desselben, wobei sich die losgelösten Bruchstücke in dem durchbrechenden Gesteine eingewickelt und verfestigt finden, wie es am deutlichsten in den sog. Reibungsbreccien uns entgegentritt, Injektionen und Einpressungen des eruptiven Gesteines in vielfach verzweigten Apophysen in das Nebengestein, mannichfache Stauchungen und Windungen, sowie andere unverkennbare Anzeichen der stattgehabten Bewegung und ihrer Richtung in parallel gestellten Einschlüssen, Krystallen und Blasenräumen, die sogar in mikroskopischer Kleinheit, aber doch unwiderleglicher Deutlichkeit in der mehrfach erwähnten Fluidalstruktur S. 26 ausgedrückt ist, alle diese sind nur durch eine solche eruptive Entstehung zu erklärende Erscheinungen. Nicht minder charakteristisch ist der kegelförmige, massige Aufbau mancher Gesteine, z. B. der Dômite, Trachyte, vieler Phonolithe, Basalte u. a., dessen Zusammenhang mit einem gangförmig in die Tiefe niedersetzenden Stiele, dem Canale noch in Thätigkeit stehender Vulkane vergleichbar, vielfach erwiesen ist. In solchen Fällen war es augenscheinlich nur der geringere Grad der Flüssigkeit und Beweglichkeit des Gesteinsteiches, der es ermöglichte, dass sich die Massen dom- und glockenförmig über einander stauten, ohne nach den Seiten weiter sich ausbreitend zu decken- oder stromartigen Ergüssen sich zu gestalten. Dass sie das Produkt meist einer einmaligen Eruption reichlich nachströmender Lava gewesen sind, das ergiebt sich aus der durchaus übereinstimmenden Gleichartigkeit ihrer petrographischen Ausbildung. Nicht selten sind aber mit der kuppenförmigen Auflagerung solcher massiger Gesteine dennoch gleichzeitig seitlich strom- und deckenförmige Ausläufer verbunden oder es gehen von dem Kegel und dem gemeinsamen Canale aus gangförmig mehr oder

weniger bedeutende Injektionen in das Nebengestein hinein. Bei allen diesen müssen wir eine weit grössere Flüssigkeit des Gesteinsmagma's voraussetzen.

Auch die an den massigen Gesteinen auftretenden Absonderungsformen sind, soweit sie überhaupt als primäre angesehen werden können, derart, dass sie nur als Resultate der bei eintretender Abkühlung und Erstarrung erfolgenden Contraktion gelten können. Die charakteristischste Absonderungsform der massigen Gesteine ist die säulenförmige oder prismatische.

Auch die Contraktion erkaltender Schlacken bewirkt selbst bei kleinen, künstlich dargestellten Schmelzmassen innere Zerreissungen und Absonderungen. Nur die auffallende Regelmässigkeit, die bei den prismatisch gegliederten Gesteinen solche scharfrandigen, polyëdrischen Körper hervorruft, die man in alten Zeiten wohl mit Krystallen verwechseln mochte, sowie die Gesetzmässigkeit in der Anordnung dieser Prismen bedarf noch einer besonderen Erklärung. In den Gesetzen der Abkühlung solcher möglichst homogener Massen, wie sie die hierhin gehörigen Gesteine meist sind, liegt aber auch der Grund zu solcher Regelmässigkeit der Absonderung: Die Abkühlung geschmolzener Massen ist abhängig von den durch die Form der erkaltenden Masse bedingten Oberflächen- oder Abkühlungsebenen und weiterhin erfolgt die Contraktion oder das Einreissen der Absonderungsfugen in ganz bestimmtem Zusammenhange mit isothermalen Ebenen, die man in dem erkaltenden Schmelzflusse sich durch alle Punkte gelegt denken kann, deren Temperatur gleich und gerade entsprechend ist dem Momente, bei dem überhaupt das Einreissen der contrahirenden Masse erfolgt.

Schon wenn man die Stellung der Säulen in den Gängen rechtwinklig zu den Saalbändern, in Decken und Strömen senkrecht zu den Auflagerungsflächen erkennt, ist daraus der Schluss zu ziehen, dass sie auf diesen Flächen normal stehen, weil es eben die Ausgangsflächen der Erkaltung sind. Sonach schien es sich fast als ein allgemein gültiges Gesetz aussprechen zu lassen, dass

bei der säulenförmigen Absonderung die Säulen immer rechtwinklig zur zunächst angrenzenden Abkühlungsfläche sich stellen. Allein bei der Betrachtung vieler Basaltvorkommen stimmt dieses Gesetz keineswegs ganz mit der Stellung der Absonderung überein. Die manchmal verworren und unregelmässig stehenden Säulen in den Kuppen und in Strömen scheinen sich keineswegs dem Gesetze zu fügen oder es scheint dasselbe wenigstens mannichfachen, in den Ursachen nicht so unmittelbar verständlichen Ausnahmen unterworfen.

Aber nach dem zweiten der oben vorangeschickten Sätze, den neuerdings R. Mallet dahin bestimmter gefasst hat, dass die Axen der Prismen immer normal stehen zu den sich folgenden isothermalen Ebenen, die nicht nothwendig mit den äusseren Begrenzungsflächen parallel verlaufen, lassen sich auch die unregelmässig con- und divergirenden oder radial gruppirten Prismenstellungen erklären. In einer plattenförmigen Basaltmasse, deren Abkühlung vorzüglich von oben nach unten erfolgt und zwar in regelmässig parallel fortschreitenden isothermalen Ebenen, werden die Prismen vertikal und gerade stehen und ihre gewölbten, quer hindurchsetzenden Fugen alle nach unten wenden. Wenn die Masse gleichzeitig von oben und von unten sich abkühlt, werden die nach oben und nach unten senkrecht einreissenden Prismen in der Mitte in einer unregelmässig gestalteten Zwischenmasse sich begegnen, die convexen oder concaven Querfugen werden in den oberen Prismen sich umgekehrt verhalten, die convexe Seite nach dem Inneren gekehrt. Daher werden bei einer gangförmigen Ausbildung von Basalten mehr oder weniger diese Erscheinungen zu Tage treten. Wenn die Massen aber gewölbte, kegelförmige Contouren haben, müssen die Prismen im Allgemeinen eine divergente Stellung zeigen, ist die Oberfläche beckenförmig eingesenkt, eine convergente Richtung haben. Allerdings setzen diese Fälle voraus, dass die isothermalen Ebenen bei ihrem Fortschreiten den ursprünglichen Begrenzungs- und Abkühlungsflächen parallel bleiben, wie es bei geraden Prismen der Fall ist. In Wirklichkeit aber ist der Verlauf

dieser Ebenen von so mancherlei Einflüssen abhängig, dass sie meist von den äusseren Flächen und unter einander mehr oder weniger divergiren. Dadurch müssen auch die Ablösungsfugen der Prismen, die immer senkrecht auf diesen Ebenen stehen, gebogen erscheinen, oder es treten, z. B. wenn die isothermale Ebene mit vorspringendem Bogen fortschreitet, fächerförmig nach beiden Seiten auswärts umbiegende Prismenstellungen ein.

Auch die grobpfeilerförmigen und unregelmässig polyëdrischen Absonderungen sind Folgen der Contraktion; dass dieselbe hier aber nicht, wie bei anderen, und zwar zumeist bei basischeren Gesteinen eine so regelmässige ist, das mag zum Theil auch daran liegen, dass nachgewiesener Maassen der Contraktionscoëfficient für die basischen Gesteine ein weit höherer ist, wie der der sauren Gesteine, also schon die durch die Contraktion bewirkten Absonderungsfugen seltener durch diese letzteren Gesteine hindurchgehen und daher nur gröbere polyëdrische Stücke umschliessen können. Als Vermittelung zwischen prismatischer und primärer sphäroidaler Absonderung kann die concentrische, schaalig-ellipsoidische, wie sie an manchen Basalten und Trachyten vorkommt, gelten.

Wenn auch in vielen Fällen die sphäroidale Absonderung als eine secundäre, sei es durch Verwitterung aus der prismatischen hervorgegangene oder auch durch Concentration imprägnirender Substanzen um gewisse Centren bewirkte gelten muss, so ist dieselbe in anderen Fällen gewiss eine primäre und es ist ohne Zweifel richtig, dass auch die Verwitterung nicht immer eine kugelförmige Absonderung würde bewirken können, wenn nicht eine Anlage, eine ursprünglich mit der Bildung dem Gesteine verliehene Disposition zu derselben vorhanden gewesen wäre. Bei den Basaltkugeln des Val di Noto in Sicilien, die jede mit einer dichten, glasigen Zone umgeben sind, und in anderen Fällen dieser Art liegt eine blosse Contraktionserscheinung durch Erkaltung vor und wo anscheinend gar nicht kugelförmig prädisponirte Basalte, wie z. B. in den Unkeler Steinbrüchen und anderswo, plötzlich, sowie sie aus der festen Stellung, in der sie in

der Gesteinsmasse sich fanden, losgelöst werden, zu einem Haufwerke kleiner Kugeln zerfallen, da ist es wohl ebenso unzweifelhaft, dass eine in kugelförmigen Flächen wirksame Spannung im Innern der Gesteinsmasse ursprünglich vorhanden war, die erst nach der Loslösung zum Ausdrucke kommen konnte und die an anderen Orten erst durch allmälige, längere Verwitterung und Zersetzung sichtbar wird.

Lediglich als besondere Krystallisationsformen, wie sie auch in künstlichen Schlacken vorkommen und nicht als Contraktionsformen, müssen die aus radial- oder circular-gelagerten Mineralindividuen bestehenden Kugeln der Kugelporphyre und Kugeldiorite (Corsit) gelten, die wohl nur eine vollkommnere Modifikation der in erstarrenden Magmen herrschenden Attraktionen um gewisse Mittelpunkte sind, wie sie von den kleinsten mit Höfen umgebenen Sphärolithen an durch verschiedene Stadien hindurch auftreten. Diesen reihen sich noch die aus blosser Concentration gleichartiger Mineralien oder chemischer Bestandtheile hervorgegangenen kugeligen Bildungen an, die in gleicher Weise auch bei geschichteten Gesteinen vorkommen: Chalcedonkugeln in Porphyren, Bleiglanzknoten im Sandsteine, Eisenoxydhydratkugeln u. a.

Das Vorhergehende zusammenfassend kann die Kugelform in den Gesteinen nach ihrer Genesis im Allgemeinen eine vierfache sein: primäre: Contraktions- und Attraktionskugeln und secundäre: Concentrations- und Verwitterungssphäroide.

Die Ausbildung der mandel- und blasenförmigen Struktur ist gleichfalls eine primäre, indem die im flüssigen Magma aufsteigenden Gasblasen bei der Erstarrung umschlossen wurden. Hierbei kann in gewissen Gesteinen auch die Contraktion mit thätig gewesen sein und besonders grössere Hohlräume im Innern können als Analogien zu den in erstarrenden Schlackenkuchen durch Contraktion im Innern hervorgerufenen leeren Räumen gelten. Es braucht dabei wohl kaum erwähnt zu werden, dass die Ausfüllung der Blasenräume nur eine secundäre ist.

Andere, den massigen Gesteinen eigenthümliche Struk-

turvariationen entsprechen gleichfalls durchaus den für diese Gesteine angenommenen Entstehungsursachen, es wird darauf bei den einzelnen Gesteinen noch zurückgekommen werden.

Als wesentliche secundäre Formveränderungen sind hier solche zu erwähnen, welche bei den massigen Gesteinen ähnliche Dislocationen bewirkt haben, wie sie für die geschichteten Gesteine eingehender besprochen worden sind, sowie endlich die durch Erosion bewirkten oder veränderten Oberflächenformen, zu denen z. B. die secundären Kuppen gehören, deren schon S. 139 Erwähnung geschehen ist.

II. Entstehung der Gesteinsmassen.

Bildung der Gemengtheile.

Die aus unmittelbarer Beobachtung erkannten verschiedenen Möglichkeiten der Entstehung der einzelnen, als wesentliche oder charakteristische Gemengtheile der Gesteine auftretenden Mineralien müssen zunächst einen Anhalt gewähren in der Beurtheilung, auf welchem Wege sich die Gesteine gebildet haben oder wenigstens bilden konnten, die aus denselben constituirt sind. Eine Uebersicht über die in der Natur vorkommenden, durch unzweifelhafte Beweise oder direkte Beobachtung feststehende Bildung dieser Gemengtheile oder ihre künstliche, zufällige oder absichtliche Erzeugung dient daher zweckmässig als Einleitung dieses Theiles. Nicht von allen in der mineralogischen Vorschule aufgeführten Mineralien sind solche künstliche Bildungen bisheran gelungen, in der Ordnung der aufzuzählenden soll aber im Allgemeinen derselbe Gang wie dort eingehalten werden.

Quarz. Wegen seiner sehr geringen Löslichkeit und wegen der schwierigen Schmelzbarkeit ist es bisheran nicht gelungen, Quarz in grösseren Krystallen aus Lösun-

gen oder aus dem Schmelzflusse darzustellen. Aus Lösungen von kieselsaurem Kali und Gyps wurde Quarz in dünnen Blättchen erhalten. Schafhäutl erhielt im papinianischen Topfe, in dem er frisch gefällte Kieselsäure in Lösung hatte, durch achttägige Verdunstung sechsseitige Prismen mit sechsflächiger Zuspitzung von Quarz. In kleinen Krystallen wurde Quarz erhalten, indem man Chlorsilicium dampfförmig über verschiedene Basen (Kalk, Magnesia, Thonerde) hinstreichen liess. Cross stellte durch jahrelange Wirkung des galvanischen Stromes auf Kieselfluorwasserstoff oder auf eine Lösung von Kieselsäure in Kali Quarz in Sechsecken mit ansetzenden Kanten dar. Nach Senarmont erhält man mikroskopische Krystalle von Quarz, wenn man eine Lösung von gallertartiger Kieselsäure in kohlensäurehaltigem Wasser oder verdünnter Salzsäure auf 2—300 ° erhitzt. In den Gestellsteinen von Hochöfen wurden feinfaserige radiale Massen als Quarz bestimmt. Lehmann beobachtete in der Schmelzrinde der von Basalt aus der Umgebung des Laacher See's angeschmolzenen Einschlüsse winzige, hexagonale Kryställchen von Quarz.

Tridymit wurde durch Glühen pulverförmiger, opalartiger Kieselsäure erhalten. Sehr bemerkenswerth ist die von Baltzer mitgetheilte Thatsache, dass auf Vulcano 1873 eine Eruption stattfand, welche einen weissen, nur aus Tridymit bestehenden Staub über die Insel auswarf.

Feldspath ist mehrfach bei Hüttenprocessen krystallisirt gefunden worden, so auf der Mansfelder Kupferhütte zu Sangerhausen und auf der Josephshütte bei Stollberg im Eisenhochofen, sowohl einfache, wohlgebildete monokline Krystalle als auch Zwillinge. Als secundäre, wässerige Bildung müssen die von Knop in Hohlräumen des Porphyrconglomerates von Oberwiese in Sachsen gefundenen adularähnlichen Feldspathkrystalle gelten.

Augit oder augitähnliche Bildungen sind in vielen Hüttenschlacken gefunden worden, so z. B. auf den Kupferhütten zu Fahlun nach Mitscherlich; in grosser Menge fand er sich nach Nöggerath in einer Schlacke von

Olsberg im Dillenburgischen, mit Feldspath zusammen; sehr schöne Krystalle und Zwillinge entstanden in einem Flammofen von Narzenbach bei Dillenburg; in den Schlacken von Skis-Hytta in Schweden; in Kalköfen; derselbe wurde von Berthier und Mitscherlich auch künstlich, absichtlich dargestellt durch Zusammenschmelzen seiner Bestandtheile. Er kann hiernach als ein wesentlich pyrogenes Mineral gelten. Diopsid wurde im Hochofen der Copper-Iron-Works bei Philippsburg, New-Jersey, und Hypersthen in einer Schlacke von Fahlun beobachtet.

Hornblende. Auch diese ist kein seltenes Hüttenprodukt, z. B. auf den Hütten von Olsberg, Oberweiler, Sayn, Mägdesprung u. a. Auch uralitähnliche, strahlstein- und asbestartige Bildungen sind in Schlacken vorgekommen.

Glimmer. Glimmerhaltige Schlacke ist besonders schön zu Garpenberg in Dalekarlien mit oft mehrere Zoll grossen Glimmerblättern u. a. vorgekommen; auch beim Rösten von Lepidolith im Flammofen wurden in der Schlacke graue Glimmerblätter erhalten.

Olivin. Eine der eisenreichen Varietät des Olivin's, dem Hyalosiderit, nahestehende Schlacke ist sehr häufig. Aus einer Eisenfrischschlacke erwähnt Nöggerath kleine dunkelgrüne, scharf ausgebildete Krystalle und vom Rath beschrieb solche, eine Linie grosse Krystalle aus dem Gasfange der Gicht des Hochofens von Mühlhofen bei Sayn. Ebelman stellte künstlich echten Olivin dar durch Zusammenschmelzen von 4.5 gr. Quarz, 6.1 gr. Magnesia und 6 gr. B_2O_3. Daubrée erhielt aus dem Schmelzen der sog. Chondrite (siehe unter Meteoriten) ein deutliches Gemenge von Olivin, Enstatit und Eisen.

Nephelingruppe. Aus der in allen echten Laven in ihren einzelnen Species verbreiteten Gruppe des Nephelins ist bisheran nur der dem Nosean nahe stehende Melilith oder Humboldtilith in wohlkrystallisirten, oft grossen Krystallen künstlich in vielen Eisenhochofenschlacken dargestellt worden, oft in Schlacken von sehr basischer Zusammensetzung.

Granat. Mitscherlich erhielt ihn durch Zusammen-

schmelzen der Bestandtheile, Klaproth durch Schmelzen von Vesuvian, v. Kobell durch Schmelzen von Melanit in Oktaëdern mit dodekaëdrischer Streifung.

Magnetit ist mehrfach beim Eisenhüttenprocess gebildet worden: schöne, glatte, glänzende Oktaëder wurden auf Bleistein von der Okerhütte bei Goslar gefunden, und sind in Drusenräumen der Schlacken von Chatillon sur Seine u. a. a. O. vorgekommen. Vogelsang erhielt ihn durch Schmelzen von Chlorcalcium und Eisenvitriol oder von Glas, Orthoklas, Kochsalz und Eisenvitriol in mikroskopischen Oktaëdern, die sich mit dem Magneten aus der gepulverten Schmelzmasse ausziehen liessen. Auch der Magnetit kann als ein echt pyrogenes Mineral gelten. Auch in der Schmelzrinde der Meteorite kommt er vor.

Apatit. Durch Zusammenschmelzen von phosphorsaurem Natron mit Chlorcalcium erhält man nach Auflösung des Ueberschusses in Wasser ein krystallinisches Pulver von hexagonalen Prismen, welche als Apatit bestimmt wurden. Gebrannte Knochen mit Chlornatrium zusammengeschmolzen geben fast dasselbe Pulver.

Kalkspath. Aus der ganzen Gruppe der hexagonal-rhomboëdrischen Mineralien lässt sich dieser am leichtesten auf verschiedene Weise krystallisirt erhalten. Wenn kohlensauren Kalk enthaltendes, kohlensäurehaltiges Wasser verdunstet, scheidet sich Kalkspath in Krystallen ab und zwar werden bei hinlänglich langsamer Verdunstung die Krystalle so gross, dass sie mit dem Goniometer gemessen werden können. In der Wärme scheidet sich auf gleiche Weise Aragonit ab. Durch Glühen von Kreidepulver oder dichtem Kalke erhält man krystallinischen Marmor, wie das schon James Hall gezeigt und G. Rose bestätiget hat.

Dolomit. In Flaschen, welche Mineralwasser enthielten, in dem doppeltkohlensaure Salze gelöst waren, schieden sich nach einiger Zeit farblose Krystalle von 2—3 Mm. Länge aus, welche Dolomit waren. Jedoch ist er auch auf anderem Wege künstlich dargestellt worden. Auch den Eisenspath hat Senarmont künstlich erhalten.

Gyps. Wegen seiner leichten Löslichkeit in Wasser,

(in der 460fachen Menge) krystallisirt er leicht und oft in langen Nadeln überall, wo Wasser verdunstet, welches schwefelsauren Kalk enthält: in Soolquellen, Gradirwerken u. a.

Anhydrit wurde von Mitscherlich durch Schmelzen von $CaSO^4$ im Porcellanfeuer krystallisirt erhalten; er bildet sich auch beim Zusammenschmelzen von schwefelsaurem Kalke mit Chlornatrium und etwas Kieselsäure. Die auf nassem Wege abgeschiedenen Kesselsteine in Dampfkesseln sind oft fast wasserfreier Anhydrit. Gyps, mit gesättigter Chlornatriumlösung und etwas Chlornatrium in einer Glasröhre erhitzt, gab Krystalle von Anhydrit. Lässt man solche Lösung bei gewöhnlicher Temperatur stehen, so scheidet sich Gyps ab. Es scheint daraus hervorzugehen, dass bei gewöhnlicher Temperatur der wasserfreie schwefelsaure Kalk aus einer gesättigten Chlornatriumlösung Wasser aufnimmt, bei höherer Temperatur dagegen die Chlornatriumlösung dem Gyps Wasser entzieht. Solche Verhältnisse mögen zum Theil in der Natur wirksam gewesen sein.

Baryt ist auf nassem und trockenem Wege erhalten worden, in Krystallen hat er sich in einer gefassten Quelle von Karlsbad abgeschieden.

Steinsalz scheidet sich in vortrefflichen Krystallen überall beim Verdunsten aus seinen Lösungen ab. Als Sublimationsprodukt wurde es an mehreren Hochöfen beobachtet.

Nach diesen Erfahrungen können die letztgenannten Mineralien vom Kalkspathe an als vorzüglich auf nassem Wege entstanden angenommen werden, dagegen die Mineralien Augit, Hornblende, Glimmer, Feldspath, Olivin, als echt pyrogene Mineralien gelten. Dass Quarz auf beiden Wegen entstehen kann, scheint gleichfalls aus den bei seiner Bildung beobachteten Methoden und Vorgängen mit Sicherheit geschlossen werden zu dürfen.

Bildung der Gesteine.

Gesteine können ganz im Allgemeinen auf eine der folgenden Arten entstehen: 1. sie werden als blosse

mechanische Absätze zertrümmerter Gesteinsmaterialien aus dem Medium der Luft oder des Wassers abgesetzt; 2. sie krystallisiren aus wässerigen Lösungen aus und schlagen sich nieder; 3. beide Processe sind gleichzeitig an ihrer Ausbildung betheiligt und endlich 4. sie erstarren aus einem Schmelzflusse nach Art der Schlacken und Laven, jedoch nicht ohne das Hinzutreten besonderer Modifikationen der einzelnen Schmelz- und Erstarrungsvorgänge. Von sublimatorischer Bildung kann für Gesteine füglich abgesehen werden.

Die ersten drei Gruppen fasst man unter der Bezeichnung sedimentäre Gesteine zusammen, während für die letzte Gruppe der Name Eruptiv- oder pyrogene Gesteine üblich ist.

Sedimentäre Gesteine.

Nach den drei Möglichkeiten sedimentärer Bildung, die oben unter 1—3 aufgeführt wurden, kann man die Gesteine als rein sedimentäre — als hydato-krystallinische und als krystallosedimentäre unterscheiden. Hieran reihen sich am besten als eine vierte eigene Gruppe, wenngleich streng genommen zu einer der vorhergehenden zu rechnen, die durch organische Thätigkeit, durch Thiere oder Pflanzen gebildeten sedimentären zoogenen oder phytogenen Gesteine.

Folgende gemeinsame Kennzeichen, meist zusammen, aber auch einzeln vorkommend, charakterisiren die sedimentären Gesteine: 1. deutliche Schichtung, vereint mit einer der Schichtung parallel gehenden Schieferung; 2. Einschlüsse von Thier- und Pflanzenresten aus der Reihe der Meeres-, Süsswasser- und Landbewohner; 3. Vorkommen von durch das Wasser gestalteten Geschieben und Rollstücken in grosser Zahl.

Wo die beiden ersten, oder die beiden letzten, oder der zweite dieser Charaktere in ausgesprochener Form allein an einem Gesteine vorhanden sind, ist dessen sedimentärer Ursprung unzweifelhaft.

Es lassen sich in dem Processe der eigentlichen Sedimentbildung, auch wenn dieselbe aus dem Medium der

Luft erfolgt, wesentlich drei Bildungsstadien unterscheiden, die in der Regel auch zeitlich getrennt werden müssen. Das erste dieser Stadien ist die Zertrümmerung, Zerkleinerung und Schlämmung der schon vorhandenen Gesteinsmassen, das zweite ihr Absatz und ihre Ausbreitung auf dem Meeresgrund, das dritte die Verbindung und Verfestigung derselben.

Die Processe der Zertrümmerung werden im Wesentlichen durch die Thätigkeit des Wassers eingeleitet und ausgeführt, die man im Allgemeinen als Erosion bezeichnet. Die athmosphärischen Wasser, unterstützt durch einen Gehalt an Kohlensäure und an einigen der Vegetation entstammenden Säuren: Humussäure etc., beginnen den Process mit einer Durchfeuchtung und Zersetzung, welche die Gesteine mürbe und bröcklich macht; Frost und Witterungswechsel helfen an der Zerstörung und von den aufragenden Felsmassen lösen sich grössere und kleinere Bruchstücke ab. Diese werden an den tiefer gelegenen Stellen von den Wasserläufen: Bächen, Flüssen, Strömen erfasst, um nun von diesen weiter forttransportirt zu werden. Durch diesen Transport selbst erfolgt ihre weitere Zermalmung und endliche vollständige Zermahlung zu feinstem Sand oder Mehl. Der Fortschritt einer solchen Zertrümmerung mit der weiteren Entfernung vom Ursprungsorte spricht sich trefflich in einer Zusammenstellung der durchschnittlichen Grösse der Gerölle und Geschiebe, des Kieses und Sandes eines Flusses von seiner Quelle bis zur Mündung aus, wie sie z. B. für den Rhein auf der Wiener Weltausstellung geschehen war. Von dem groben Blockwerke seines oberen Laufes anfangend bis zu dem feinen Sand, den er in den Niederlanden führt, lässt sich eine an Korngrösse fast regelmässig abnehmende Scala aufstellen und doch stört diese Regelmässigkeit der stete Zufluss der Nebenflüsse, sowie der als Klärteich wirkende Bodensee sehr. Im Allgemeinen aber kann es als richtig gelten, dass je länger eines Stromes Lauf, um so mehr das Material zerkleinert und zermalmt ist, das er führt, er um so reicher ist an schwebenden Bestandtheilen und diese auf um so grössere Entfernungen ins Meer hinein-

tragen kann. Die Menge suspendirter Theilchen ist allerdings gleichzeitig auch abhängig von den Gesteinsarten, aus denen der Strom und seine Nebenflüsse ihr Geröllematerial erhalten und von der mehr oder weniger grossen Verwitterbarkeit desselben.

Im Meere oder auch in Binnenseen beginnt das Stadium des Absetzens. Da die Transportfähigkeit des Meeres wegen des Mangels intensiver Strömung eine sehr geringe ist, so sind gröbere Sandsteine und Conglomeratbildungen nicht wohl anders, denn als Strandbildungen möglich.. Fein vertheilte, feste Bestandtheile können sich aber doch auf grosse Strecken in parallelen Lagen und Schichten auf dem Meeresgrunde ausbreiten. In der Regel wird hierbei die eine Schichtenfläche markirende Unterbrechung in der Bildung entweder durch einen Wechsel im Materiale oder einen Wechsel in der Quantität der absetzenden Massen erklärt werden können, so dass z. B. bei den Hochfluthen des Winters sehr viel, zu andern Zeiten sehr wenig, im ersteren Falle auch gröberes Material zugeführt wird und somit immer der nächste Winterabsatz eine neue, etwas veränderte Schicht beginnt.

Für das dritte Stadium im ganzen Processe endlich, die Cämentirung, sind drei Möglichkeiten denkbar: 1. Die sich absetzenden Massen bilden sich sofort zu einer festen Schicht oder 2. sie bilden zuerst eine weiche, schlammartige Masse, die aber nach einiger Zeit im Meere oder Binnenbecken selbst erhärtet, in dem sie abgesetzt wurde, oder endlich 3. der Absatz blieb, so lange er von Wasser bedeckt war, weich und locker und wurde erst, nachdem er durch geologische Vorgänge auf's Trockene gehoben worden, durch eine Art wirklicher Cämentation verfestigt, den vorzüglich das athmosphärische Wasser vermittelte, welches die Schichten durchdrang. Ein genaues Studium der verschiedenen Eigenthümlichkeiten an Gesteinen wird erkennen lassen, dass in der That alle drei Möglichkeiten in der Natur wirklich vorhanden sind, dass die erstere namentlich bei solchen Gesteinen eintritt, wo gleichzeitig eine chemische Ausscheidung aus dem Meere erfolgte, dass die letztere aber wohl die häufigere ist. Dass auch die

zweite Art vorkommt, zeigen die mit Geröllen zusammenverkitteten Anker u. a. metallene Gegenstände, die in Flüssen gefunden werden. Als rein sedimentäre Bildungen können nach dem vorhergehenden nur die noch nicht verbundenen oder verfestigten, losen Sand-, Gerölle-, Lehm- u. a. Anhäufungen gelten, auch solche, die nicht im Wasser abgesetzt sind, sondern wie z. B. die Dünen durch den Wind fortgetragen werden. Der Process der Verfestigung folgt hier oft unmittelbar und schnell, an manchen Dünen bildet sich schon innerhalb weniger Jahre ein kieseliges Cäment.

Als krystallosedimentäre Bildungen müssen vorzüglich die aus krystallinischen und klastischen Elementen zugleich bestehenden Gesteine aus den Gruppen der Thonschiefer, Sandsteine, Conglomerate u. a. gelten, die nun etwas näher besprochen werden sollen.

Thonschiefer. Dieselben bestehen aus einem Gemenge sehr fein zermalmten, schlammförmigen, klastischen Materiales, mit mehr oder weniger reichlichen, ursprünglich krystallinischen Bildungen vermischt, wie sie S. 365 näher beschrieben sind, von denen es nicht zweifelhaft scheint, dass sie vorzüglich unmittelbar aus dem Meere oder Wasserbecken sich ausschieden, in dem auch der mechanische Absatz erfolgte. Wie petrographisch, so hängen auch geologisch durch den Nachweis dieser winzigen krystallinischen Bildungen, die sich mit organischen Resten von Coccolithen und Foraminiferen gemischt auch in jüngeren Schieferthonen und Mergeln finden, die älteren festen Thonschiefer mit dem jungen Thon und Schlamm zusammen, von dem sie nur die im Laufe der Zeit fortschreitend sich verfestigende Form darstellen. Denn wenn auch mit ihrem ersten Bildungsprocesse durch solche krystallinischen Ausscheidungen eine gewisse Verfestigung stattfand, so wurde diese doch eigentlich erst später durch eine mehr oder weniger innige Durchdringung mit Kieselsäure, die sich als Cäment in vielen Fällen erkennen lässt, und in Adern, Schnüren und Nestern überall hervortritt, vollendet. Ob es Thonschiefer giebt, die man als durchaus chemische Bildung anzusehen habe, an der

gar keine oder nur ganz untergeordnet klastische Elemente Theil nahmen, erscheint mindestens sehr fraglich. Auch ist eine secundäre Entstehung mancher der mikroskopischen Bildungen nicht ganz ausgeschlossen.

Thon, Lehm, Löss sind im Allgemeinen als Süsswasserbildungen charakterisirt; Conglomerate bilden sich mehr oder weniger in allen Wasserbecken, in welche Geschiebe eingeschwemmt und abgelagert werden.

Sandsteine. Auch für die Sandsteine, sobald dieselben einen Zustand ordentlicher Verfestigung erlangt haben, kann nur die Theilnahme chemischer Thätigkeit neben oder nach dem mechanischen Absatze uns eine Erklärung geben. Eckige Quarzkörner in den Sandsteinen, wasserklar durchscheinend, können nicht wohl als transportirt gelten; Quarz ist zudem das am häufigsten unter unseren Augen in allen Gebirgsspalten, in Landseen und Quellen sich bildende Mineral. Hyalith kommt als ganz frische Bildung als Ueberzug über den Apothecien von Flechten zu Striegau in Schlesien vor, kurz es dürfte wohl keinem Zweifel unterliegen, dass manche Sandsteine vielleicht grösstentheils chemische Ausscheidungen sind, so besonders die sog. krystallinischen Sandsteine. In andern mag dagegen chemische und mechanische Thätigkeit sich ergänzt haben. Dass auch ein grosser Theil der Durchdringung mit Kieselsäure und hiermit gleichfalls die Bildung von krystallinischem Quarze, wenn auch secundär, so doch auf chemischem Wege geschah, bedarf wohl kaum der Erwähnung. So scheinen gewisse Quarzite ursprünglich jedenfalls echt klastische Gesteine zu sein, die aber in ganz besonders reichlicher Weise von späteren Kieselsäureinfiltrationen durchdrungen und zu festen, fast homogen erscheinenden Quarziten umgebildet wurden.

Mergel und Mergelschiefer. Auch diese sind schon durch ihren grossen Reichthum an Versteinerungen in den meisten Fällen als echte Meeresbildungen charakterisirt, mit deren mechanischem Absatz aber gleichfalls eine gewisse chemische Ausscheidung verbunden gewesen zu sein scheint. Ihre verschiedenartige Zusammensetzung beruht wesentlich darauf, dass sich die zersetzten Thon-

erdesilicate im Meere mit unmittelbar zwischen ihnen sich abscheidendem kohlensauren Kalke mengen. Dass dabei die Mitwirkung der Organismen eine Rolle gespielt haben mag, lassen die zahlreichen Diatomeen und Foraminiferen vieler Mergel erkennen. Die beträchtliche Menge des Thones in manchen Mergeln lässt vermuthen, dass die Bildung derselben im Allgemeinen in nicht sehr weiter Entfernung von den Küsten sich vollzog.

Tuffe. Manche Tuffe charakterisiren sich durch ihre Versteinerungen als entschieden submarine Bildungen oder als sedimentäre Absätze in Binnengewässern. Während ihr Material in der Form vulkanischer Aschen, Lapilli, Sand und Trümmermassen vorzüglich der auswerfenden Thätigkeit des Vulkanes entstammt, ist ihr Absatz und ihre Ausbreitung auf dem Boden des Meeres gleichmässig schichtenförmig erfolgt oder auch in Seen auf beschränkterem Raume geschehen. Auch bei ihnen nehmen an der Verfestigung meist krystallinische Mineralbildungen Theil, von denen vielleicht manche schon unter der ursprünglichen Wasserbedeckung sich vollzogen, andere aber auch erst durch spätere Processe, nachdem die Tuffe über Wasser gehoben waren. Zu den letzteren gehört vorzüglich die Bildung der Zeolithe, während die kalkigen und aragonitischen Bindemittel vielleicht wenigstens theilweise ersterer Art sein mögen. Secundäre chemische Bildung hat natürlich solche Tuffe verfestigt, die nie unter einer Wasserbedeckung gewesen sind.

Als hydatokrystallinische Niederschläge oder Ausscheidungen aus dem Wasser, welches für diese Stoffe das Lösungsmittel darstellte, schieden sich vorzüglich ab: die Kalksteine, Dolomite, Kieselsinter, Anhydrit, Gyps, Steinsalz, Spath- und Brauneisenstein.

Kalksteine. Im Allgemeinen lassen sich drei Arten der Kalksteinbildung aus bestimmt erkannten Vorgängen als in der Natur wirklich vorhanden annehmen: 1) kohlensaurer Kalk wird durch Vermittelung von Thieren und Pflanzen abgeschieden, diese Art gehört also eigentlich nicht hierhin, sondern müsste den organogenen

Bildungen angereiht werden; 2) kohlensaurer Kalk kann sich direkt ohne Vermittelung von Organismen chemisch ausscheiden, und 3) er kann durch mechanischen Absatz in der Nähe der Küsten gebildet werden; diese Kalksteine hätten daher wohl in der vorhergehenden Gruppe besprochen werden müssen. Jedoch mögen hier alle drei Arten im Zusammenhang ihre Besprechung finden.

Dass in der That die organische Thätigkeit von Thieren die Abscheidung des kohlensauren Kalkes bewirken kann, wird durch die Gegenwart zahlloser, winziger Organismen, z. B. in der Kreide und in manchen Kalksteinen jüngeren Alters, wenigstens sehr wahrscheinlich gemacht. Aber keiner derselben besteht ausschliesslich aus diesen thierischen Resten, deren Schaalen dazu in vielen Fällen kieselsäurehaltig sind, und schon darin wird also doch der Hinweis zu sehen sein, dass nicht thierische Thätigkeit allein, sondern vielleicht vorzugsweise pflanzlicher Stoffwechsel die Kalkbildung im Meere bedinge. Im Allgemeinen muss, da das Meer keinen kohlensauren, sondern nur schwefelsauren Kalk enthält, als Resultat der organischen Thätigkeit die Umsetzung des letzteren in das Carbonat möglich werden. Es kann das z. B. auf folgende zweierlei Art geschehen: die Pflanzen zersetzen, so lange sie leben, die Schwefelsäure und nehmen den Kalk unter ihre Aschenbestandtheile auf, wenn sie absterben und faulen liefern sie Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und Kalkerde; die Thiere dagegen nehmen im Leben schwefelhaltiges Albumin aus den Pflanzen in sich auf, bilden kohlensauren Kalk, Schwefelsäure und Kohlensäure, ihre Verwesung bildet Schwefelwasserstoff und Kohlensäure. Der Schwefelwasserstoff bildet wieder Schwefelsäure und diese mit dem frisch zugeführten Kalkgehalte der Flüsse wieder schwefelsauren Kalk. Ob aber nun auf diese Weise und in welchen Verhältnissen die Kalkbildung erfolge oder ob nicht dieselbe nach Bischoff's Ansicht lediglich darauf beruhe, dass die Organismen den Gyps des Meerwassers zersetzen und in Folge dessen einfach Kalk und Kohlensäure sich vereinigen und kohlensaure Kalkabscheidungen bilden, auch wo nur schwefel-

saurer Kalk vorhanden war, darüber ist eine bestimmte Entscheidung noch nicht wohl zu geben.

Dass aber weitaus die meisten Kalksteine lediglich chemische Ausscheidungen aus der Lösung sind, zeigt ihre durchaus krystallinische Ausbildung und das Fehlen der für die Kreide charakteristischen Organismen, obschon man keinen recht zutreffenden Grund für ihr Verschwinden finden kann. Auch der oft hohe Gehalt an Magnesia, der die Kalksteine auszeichnet, würde in keiner Weise auf die winzigen Schaalen, die nachweislich fast gar keine Magnesia enthalten, zurückgeführt werden können. Eine direkte Abscheidung des kohlensauren Kalkes sehen wir auf der Erde überall in heissen und kalten Quellen vor sich gehen. Durch einfaches Entweichen der Kohlensäure, verbunden mit der Verdunstung des Wassers, kann dies bewirkt werden, und so entstanden ohne Zweifel die mächtigen Ablagerungen der Travertine und Kalksinter. Jedoch lässt sich auch im Meere, wenn auch dasselbe nur schwefelsauren und keinen kohlensauren Kalk enthält, und wenn auch durch die Verflüchtigung der Kohlensäure der an der Meeresoberfläche verdunstenden Wasser eine Ablagerung nicht wohl denkbar ist, da sie in der Tiefe, wo die Wasser an Kohlensäure successive reicher sind, immer wieder in Lösung zurückgeführt werden müsste, dennoch eine direkte Abscheidung von kohlensaurem Kalke voraussetzen. Zunächst enthält in der Nähe der Küsten und dort, wo die mit Kalk beladenen Ströme sich in das Meer ergiessen, sein Wasser wirklich kohlensauren Kalk und setzt ihn in der That ab. Bei der Annahme einer veränderten Beschaffenheit der Meere, nur durch eine solche etwas stärkere Concentration an Kalk und Magnesiacarbonat, erscheinen daher solche Vorgänge, auch von der Küste entfernt, nicht unmöglich. Alle körnigen Kalke, welche kohlensaure Magnesia in grösseren Mengen enthalten und welche bei fast gänzlichem Mangel an jenen Organismenresten deutliche krystallinische Ausbildung zeigen, können nur durch eine blosse chemische Ausscheidung und Niederschlagung entstanden sein, die mit abnehmender Intensität durch

die Formationen hindurch erfolgte. Daher treten sie in den ältesten als vollkommen organismenfreie, in den jüngeren Formationen als an Organismen immer reichere Kalke auf.

Auf blos mechanischem Wege ist die Bildung von Kalkstein aus fein zerriebenem, aus Kalkgebirgen herrührendem Schlamm ebenfalls für einzelne Fälle erwiesen. Kalktheilchen sind in nicht unerheblicher Menge unter den schwebenden Bestandtheilen der Flüsse vorhanden. Jedoch können auf diesem Wege wohl nur lokale Bildungen bewirkt werden.

Dolomit. Auch Dolomit ist, wie die magnesiahaltigen Kalksteine, zum nicht kleinsten Theile als unmittelbarer Absatz aus dem Meere entstanden. Die Möglichkeit einer früher wohl bezweifelten selbstständigen Bildung überhaupt ist durch das Vorkommen grosser Dolomit- und Bitterspathkrystalle erwiesen, dort, wo gar kein kohlensaurer Kalk vorhanden ist. Die noch fortdauernde direkte Abscheidung von Dolomit aus Mineralquellen, z. B der Quelle von St. Alyre bei Clermont, sowie das Vorkommen abwechselnder Dolomitlagen zwischen Kalkschichten, die als Süsswasserbildung gelten müssen, sind gleichfalls dafür Beweise. Wohl dürfen daher alle Dolomite, an denen nicht die ganz bestimmten Zeichen einer geschehenen Umwandlung von Kalksteinen sich erkennen lassen (siehe unter metamorph. Gesteinen), als unmittelbare Abscheidungen aus dem Meere angesehen werden.

Die Bildung der hierhin gehörigen Rogensteine und Oolithe ist schon auf S. 407 erörtert worden.

Kieselsinter und verwandte kieselige Bildungen, z. B. Süsswasserquarze, werden an vielen Stellen der Erde noch fortdauernd aus heissen und kalten Quellen abgeschieden.

Die krystallisirten Sandsteine, die aus lauter wohlgebildeten Quarzkrystallen bestehen, können nur als chemische Fällungen aus Lösungen angesehen werden, wie das schon S. 424 ausgesprochen wurde. Theoretisch können wir uns die Vorgänge entweder aus einer direkten Ausscheidung aus kieselsäurehaltiger Lösung herleiten,

oder auch aus einer Reaktion schwach kieselsäurehaltiger Gewässer auf sehr verdünnte Alkalisilicatlösungen. Dass solche und ähnliche Processe in den Gewässern stets gleichzeitig auch mit dem mechanischen Absatze der Sandsteine in Verbindung standen, ist gleichfalls schon vorher erwähnt worden.

Anhydrit. Wie sich Anhydrit, dessen Abscheidung aus dem Wasser aus geologischen Gründen gar nicht zweifelhaft sein kann, in Wirklichkeit gebildet haben mag, darüber ist es bis jetzt weder durch künstliche Darstellung desselben, noch durch theoretische Speculation möglich geworden, eine bestimmte Erklärung zu geben. Nur die S. 419 angeführten Erfahrungen scheinen dafür zu sprechen, dass bei hoher Temperatur und unter starkem Druck wenigstens eine dem Anhydrit sehr nahe stehende schwefelsaure Kalkerde sich abscheidet.

Gyps. Schon das stete innige Zusammenvorkommen mit Thonen, Mergeln, Steinsalz und Anhydrit, seine Schichtung und Versteinerungen lassen deutlich erkennen, dass auch der Gyps lediglich eine Abscheidung aus dem Wasser ist. Er ist das leichtlöslichste Gestein nach dem Kochsalze, daher wird er allenthalben sehr leicht vom Wasser zersetzt und fortgeführt und zeigt in Folge dessen überall die eigenthümlichsten Unregelmässigkeiten und Durchlöcherungen seiner Felsformen. So ist auch seine Bildung leicht und schnell allenthalben möglich, wo gypshaltige, wässerige Lösungen verdunsten. Aber die mannichfachen Arten seines Vorkommens mitten zwischen Mergellagern sind dennoch nicht immer so einfach zu erklären und wir müssen für die Meere, aus denen sich so mächtige Gypsmassen, wie sie im Zechsteine sich finden, niederschlugen, wohl auch eine höhere Sättigung mit schwefelsaurem Kalke annehmen, als sie unsere heutigen Meere besitzen, da aus diesen wohl kaum eine Abscheidung von Gyps erfolgen kann. Für manche zwischen Kalksteinen eingeschaltet liegende Gypse kann auch durch Austausch der Kohlensäure gegen Schwefelsäure aus jenen die Bildung dieser erfolgt sein. Dass Gyps durch Meta-

morphose aus Anhydrit sich bildet, davon soll weiter unten noch die Rede sein.

Steinsalz. Dass auch das Steinsalz nur als eine Abscheidung aus dem Meere durch Verdunstung angesehen werden muss, das ist wohl jetzt unzweifelhaft feststehend und wird auch schon durch seine in verschiedenen Formationen vorkommenden Reste von Meeresbewohnern klar bewiesen. Der Vorgang geschah, wie im Allgemeinen aus der selten einem oceanischen Becken entsprechenden geringen horizontalen Ausdehnung der oft sehr mächtigen Steinsalzstöcke geschlossen werden kann, wohl in der Regel in abgesperrten Meeresbuchten, in denen dann auch die Verdunstung erfolgen konnte. Zuerst musste sich in solchen der schwefelsaure Kalk als Gyps und Anhydrit abscheiden und in der That sind diese auch als die Unterlage der meisten Steinsalzstöcke bekannt. Dann erst konnte die Steinsalzausscheidung erfolgen. Fand aber durch irgend einen geologischen Vorgang ein erneuerter Zufluss von Salzwasser in diese Bucht statt, so begann wiederum eine Abscheidung des schwefelsauren Kalkes, so dass nun dieser mit Steinsalz gemischt oder auch für sich über dem reinen Steinsalze lagerte. In gleicher Weise traten mit solchen neuen Zuflüssen auch mechanische Niederschläge ein, daher der stete, oft wiederholte Wechsel von Anhydrit, Gyps, Thon, Steinsalz. Geschah der Process in einem Binnenmeere, in welches Flüsse sich ergossen, wie es heute das todte Meer noch ist, so wurde auch der regelmässige, nach den Jahreszeiten erfolgende Wechsel in dem Gehalt an suspendirten und gelösten Theilen ohne Zweifel gleichfalls die Veranlassung der abwechselnden Bildung von Salzen und mechanisch abgesetztem Thon- und Mergelschlamm. Allerdings müssen wir immerhin, um alle Einzelheiten, wie sie uns in den Steinsalzlagerstätten sich erschliessen, zu verstehen, zu der Annahme greifen, dass das Verhältniss gelöster Salze in den alten Meeren ein etwas anderes war, wie das unserer heutigen, und dass die zuletzt in der immer mehr concentrirten Lösung übrig bleibenden Kali- und Magnesiasalze nicht in allen Fällen zum Ausscheiden

gekommen sind oder durch irgend welche Processe fortgeführt worden seien. Wo dieselben, wie in Stassfurth, vorhanden, aber nun wieder mit einer Decke von Mergeln, Salzthon und Gyps bedeckt sind, da war also die Abscheidung und Austrocknung zunächst regelrecht erfolgt, dann aber, vielleicht durch eine nochmalige Senkung, erfolgte ein schliessliches Einströmen von salz- und schwefelsauremkalkhaltigem Wasser, welches besonders reich an suspendirten Schlammtheilchen gewesen sein muss. Gerade in Stassfurth ist die Folge der Ausscheidungen fast eine ganz der Regel entsprechende. Zu unterst findet sich schwefelsaurer Kalk und Anhydrit, darüber Steinsalz mit Anhydritschnüren, etwa entsprechend dem Jahreswechsel oder anderen Veränderungen in den Zuflüssen; die dann übrig gebliebene Lösung hatte den Charakter unserer Mutterlaugen, neben Steinsalz und schwefelsaurem Kalk scheiden sich nun auch die leicht löslichen Bittersalze und Chlormagnesium ab, von Pohyhalitschnüren durchsetzt. Neben dem Rest von Steinsalz waren nun die schwefelsauren Verbindungen die schwerlöslichen Salze, sie schieden sich als Kieserit mit Steinsalz vermengt ab und schliesslich herrschten in den letzten Rückständen der Lauge die zerfliesslichen Chlorüre des Kaliums und Magnesiums (Carnallit, Sylvin, Tachydrit), mit deren Abscheidung der Process beendet wurde, bis auf den von ihm ganz unabhängig sich vollziehenden erneuerten Absatz von Salzthon und Mergeln.

Spatheisenstein und Brauneisenstein. Einzelne Thatsachen beweisen den wirklichen Absatz des Carbonates von Eisenoxydul aus Quellen, wenngleich im Allgemeinen die Erfahrung, dass dieses Carbonat so leicht in wässeriger Lösung durch den athmosphärischen Sauerstoff höher oxydirt und als Eisenoxydhydrat ausgeschieden wird, einige Schwierigkeiten bietet, um den Absatz grösserer Massen zu begreifen. In der Steinkohlen- und Braunkohlenformation lässt sich die Entstehung durch Mitwirkung der kräftig reducirend wirkenden Kohlenwasserstoffe erklären. Eisenoxyd wird von denselben zu Oxydul reducirt und dieses von der dadurch entstehenden

und von der das Kohlenwasserstoffgas begleitenden Kohlensäure ergriffen und als kohlensaures Eisenoxydul oder Sphärosiderit abgeschieden. Die Sphärosideritnieren mit Einschlüssen von Fischen und organischen Resten sind durch Bildung des kohlensauren Eisenoxyduls unter Mitwirkung dieser Organismen entstanden. Die Carbonate widerstehen der Zersetzung durch Oxydation so lange, als noch Kohlenwasserstoffgas vorhanden ist, oder wenn, auch nachdem dieses aufgehört hat, sich zu entwickeln, Sedimente die gebildeten Carbonate bedecken und den Zutritt von Sauerstoff verhindern. Die Umbildung der Spatheisensteine in Brauneisenstein, die sich an so vielen Lagerstätten erkennen lässt, begann also erst, nachdem die eigentliche Bildungsepoche des ersteren abgeschlossen war. Ohne Zweifel sind sehr viele, besonders die in Verbindung mit Kalksteinen auftretenden Brauneisensteine umgewandelte ursprüngliche Carbonate. Gleichwohl beweisen Rasen- und Sumpfeisenerze auch die direkte Abscheidung von Brauneisenstein aus dem Wasser mit oder ohne die Theilnahme von Organismen, welche durch Produktion freien Sauerstoffes die Oxydation des Eisenoxyduls bewirken können.

Flussspath und Barytspath lassen durch die Art ihres Vorkommens ihre durchaus hydato-krystallinische Bildung ausser Zweifel erscheinen.

Organogene Sedimentgesteine.

Dass bei der Bildung der Kreide, sowie mancher anderer an organischen Resten sehr reicher Kalksteine: Nummuliten-, Spongien-, Korallenkalke u. A., auch der aus angehäuften Molluskenschaalen bestehenden Bänke, der Bryozoenschichten u. dergl., die Thätigkeit dieser Organismen als wesentliche Ursache gelten kann, ist schon S. 426 erörtert worden. Auch die Bildung des Feuersteines in der Kreide ist in ihrem ersten Anfange auf die Secretion von Kieselsäure aus der Lösung durch ein organisches Wesen zurückzuführen, an welche sich nachher eine bloss concretionäre Ansammlung derselben um den einmal gebildeten Mittelpunkt anschloss. Die Bildung von Guano, von Phosphoriten, von manchen Brand-

schiefern ist ebenfalls wesentlich durch die Anhäufung thierischer Reste und Excremente bedingt.

Dagegen sind alle Kohlen und auch die aus Kohlenwasserstoffen durch secundäre Zersetzungsprocesse gebildeten Erdöle und Bitumen lediglich pflanzlichen Ursprunges, wie das in den Torfen und Braunkohlen sich unmittelbar in den deutlich erhaltenen Resten ausspricht und wie es auch für die ältesten Steinkohlen unzweifelhaft ist. Dass die ganze Bildung nur einen fortschreitenden Verkohlungsprocess darstellt, ist schon früher erwähnt (S. 161), in den Anthraciten findet er seinen Abschluss. Die Pflanzen selbst, die an der Kohlenbildung Theil nehmen, sind nach den geologischen Zeitaltern verschieden und entsprechen der gerade herrschenden Vegetation und den diese bedingenden atmosphärischen Verhältnissen. Während der Torf vorzüglich aus zusammengepressten und verfilzten Moosen (Sphagnum, Hypnum) besteht, zeigt die Braunkohle die Reste von Coniferen, Palmen, Laubhölzern, die Kohle der Kreideformation üppig wuchernde Cycadeen, Coniferen und Baumfarren, die Steinkohlen und die Anthracite der carbonischen Formation die riesigen Gefässkryptogamen: Sigillaria mit ihren Stigmarien, Lepidodendren, Calamiten, Farren nebst spärlich dazwischen vorkommenden Araucarien, Palmen und Cycadeen. Dagegen scheinen die ältesten Anthracite des Silur's, sowie die Graphite wohl nur aus Algen entstanden, von denen keine Spuren übrig geblieben, wenn man nicht denselben eine anorganische Entstehung zuschreiben will, was für den Graphit und für einzelne Kohlenwasserstoffe wenigstens nicht ganz unmöglich erscheint.

Zu den phytogenen Gesteinen müssen auch die auf der abscheidenden Thätigkeit der Diatomeen beruhenden Bildungen: Kieselguhr, Tripel, Polirschiefer und einzelne fast nur aus Gaillonella ferruginosa bestehende Raseneisensteine gezählt werden.

Pyrogene oder Eruptiv-Gesteine.

Für die Entstehung der eruptiven Gesteine kennen wir im Allgemeinen, so weit unsere Erfahrung reicht, zwei verschiedene Modifikationen der allen gemeinsamen Erstarrung aus dem Schmelzflusse. Die erstere Art können wir die rein pyrogene oder lavische Entstehung nennen, die wir in den heute noch hervorbrechenden Laven vor sich gehen sehen, und für welche uns auch die künstlichen Schmelzprocesse unserer Hütten mehr oder weniger Analogien bieten, Processe, an denen zwar die Theilnahme des Wassers eine geringere, aber doch in den vielfachsten Erscheinungen der vulkanischen Thätigkeit wenigstens sicher nachgewiesene ist. Die andere Art der pyrogenen Entstehung ist durch die ganz besonders vorwaltende Mitwirkung und Anwesenheit des Wassers bei dem Schmelzprocesse und der Erstarrung ausgezeichnet und kann als hydatopyrogene bezeichnet werden. Für diese Art fehlen uns zwar noch jetzt auf der Erde vorhandene Analogien, aber dieselben erscheinen weder chemisch noch physikalisch unwahrscheinlich.

Beiden Arten von Gesteinen sind übrigens gewisse, in der Genesis bedingte Struktur-, Absonderungs- und Lagerungsverhältnisse gemeinsam, die im Folgenden als besondere Charakteristika aufgezählt werden.

1. Glasige Struktur, sei es, dass die Gesteinsmasse vorwiegend aus Glasmasse besteht, wie bei den Obsidianen, oder dass dieselbe nur noch als glasige Zwischenmasse oder als Einschlüsse in den verschiedenen krystallinischen Mineralgemengtheilen vorhanden ist.

2. Blasige, schlackige und schaumige Ausbildung, die erstere verbunden mit Mandelsteinstruktur.

3. Fluidalstruktur, sei es in der S. 26 u. a. beschriebenen Weise, sei es durch parallele Stellung makroskopischer Krystalle oder durch Parallelordnung und Längsstreckung der Blasenräume in der Richtung einer stattgehabten Bewegung.

Diese drei Fälle kommen vorzüglich bei lavischen Gesteinen vor.

4. Verschiedenartigkeit des Kornes nach den Begrenzungs- und Abkühlungsflächen zu: dort glasig, im Innern krystallinisch, dort dicht, aphanitisch, im Innern grobkörnig.

5. Mineralogische Constitution aus den echt pyrogenen Mineralien, den Feldspathen, Mineralien der Nephelingruppe, Augit, Hornblende, Olivin, Magnetit, Glimmer, wozu nun auch der Quarz für die Gruppe der hydatopyrogenen Gesteine gerechnet werden darf.

6. Reibungswirkungen auf das Nebengestein, verbunden mit Zertrümmerung, Aufspaltung und Injicirung flüssiger Masse in dasselbe, Einschlüsse des Nebengesteins u. dergl.

7. Contaktwirkungen auf das Nebengestein, sei es Frittung, Verglasung, Anschmelzung, Vercoakung u. a. oder Imprägnation und Neubildung charakteristischer Mineralien.

8. Säulenförmige und sphäroidische Absonderung als Folge der Contraktionswirkungen bei der Erstarrung.

9. Massige Struktur, im Allgemeinen ohne Schieferung, und damit verbunden die Lagerungsformen derselben: Gänge, Decken, Kegel, Ströme.

10. Abwesenheit der für alle sedimentären Gesteine so charakteristischen organischen Reste.

Dass an einem Gesteine nicht alle diese Merkmale zusammen vorzukommen brauchen, um seine eruptive Entstehung zu documentiren, ist ebenso gewiss, als dass im Gegentheile nur zwei oder wenige Merkmale nicht zu einem Beweise auszureichen vermögen, wenn es nicht gerade die sehr charakteristischen, zuerst genannten 1—3 sind, die in der Regel auch zusammen vorkommen. Eine scheinbare Schichtung und Schieferung, wie sie z. B. bei den Eutaxiten auftritt, hat natürlich diesen gegenüber keine Beweiskraft mehr, und andererseits ist ein scheinbar prismatisch abgesonderter Sandstein, mit Einschlüssen des Nebengesteines, ohne Versteinerungen durch diese Charaktere ja noch nicht als pyrogen erwiesen.

Lavische Gesteine. Alle Basalte, Melaphyre, Phonolithe, Trachyte, Andesite, die natürlichen Gläser

und ihre Porphyre zeigen ohne Ausnahme die an den Laven neuester Entstehung unmittelbar beobachtbaren sämmtlichen Merkmale und davon die ersten drei in ganz besonders charakteristischer Entwickelung. Sie enthalten vorherrschend die als echt pyrogen zu bezeichnenden Gemengtheile, jedoch nur seltener ausgeschiedenen Quarz und es ist wohl kaum fraglich, dass daran ihr verhältnissmässig geringer Wassergehalt Schuld hat. Jedoch fehlt derselbe auch den Laven nie und ist direkt erwiesen, da er nicht nur in Dampfform alle Eruptionen begleitet, sondern auch durch den Nachweis von Chlornatrium in den Laven und durch deren mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse evident wird. Dass aber die Quarzausscheidungen mit diesem Wassergehalte in naher Verbindung stehen, das zeigen die in den Quarzen mancher Rhyolithe sich findenden Flüssigkeitseinschlüsse, von denen viele lediglich wässerige Lösungen zu sein scheinen, während dieselben jedenfalls auffallender Weise in den begleitenden Feldspathen sehr selten sind oder ganz fehlen. Auch der Wassergehalt der durch rasche Abkühlung glasig erstarrten Pechsteine der Trachyte ist wohl nur in denselben durch die schnelle Erstarrung zurückgehalten, während er sonst, wie das an den langsam erkaltenden Laven sich zeigt, hätte entweichen können.

Wenn auch in manchen Fällen die Lagerungsverhältnisse der Basalte, Melaphyre u. a. nur schwer sich mit einer den heutigen Laven analogen Bildung vereinbaren zu lassen scheinen, so ist das bei den meisten doch augenscheinlich der Fall: Gänge mit vielfacher Zertrümmerung und Injektion des Nebengesteins, echte Ströme mit prächtiger Säulengliederung, Contaktwirkungen auf die Nebengesteine: Frittung von Sandsteinen, Vercoakung von Kohlen und dergleichen; Kuppen mit dem in die ewige Teufe niedergehenden Schlote, oft mit erhaltenen Krateren. Wie vortrefflich ist das Vorkommen mancher Phonolithe, z. B. das mit vollkommenen Schlackenagglomeraten, mit Auswürflingen, Bomben und Lapilli, ja sogar mit theilweise erhaltener Kraterform verbundene des Phonolithes am Hohenhöwen und an andern Kegeln des Hegaus. Das

Vorkommen in so gewaltig ausgebreiteten Decken, wie es der Basalt in einigen Gebieten zeigt, z. B. in Californien und Dekhan, die ihrer Zusammengehörigkeit nach kaum noch vereinbaren einzelnen Kuppen und kleineren Plateau's, in welche solche Decken durch die Erosion zerlegt werden, scheinen eben in dieser Ausdehnung Schwierigkeiten gegen ihre eruptive Entstehung zu bieten. Aber in der durch viele andere geologischen Gründe sehr wahrscheinlich gemachten Annahme, dass die Intensität der vulkanischen Thätigkeit eine abnehmende sei und früher in einem viel gewaltigeren Maassstabe gewirkt habe, finden wir auch für diese, alle jetzigen Lavenergüsse allerdings an Grossartigkeit der hervorgebrochenen Massen weit hinter sich lassenden Decken der Basalte eine natürliche Erklärung.

Allerdings sind die Einzelheiten des Schmelz- und Erstarrungsprocesses bei den verschiedenen Gesteinen auch von echt lavischer Entstehung immerhin noch verschieden gewesen und uns nicht alle bekannt, kennen wir dieselben ja nicht einmal von den heutigen Laven. Dass in letzteren ausser den wirklich aus dem Schmelzflusse erstarrten Mineralien auch einzelne grössere Krystalle im ungeschmolzenen oder nur angeschmolzenen Zustande vorhanden sind, das wiederholt sich zweifellos auch bei den anderen Gesteinen dieser Gruppe, wie z. B. die Olivine mit scharfen Krystallflächen als direkte Ausscheidungen, die Olivinknollen der Basalte dagegen als solche Einschlüsse älterer Eruptivgesteine gelten müssen, deren petrographische Analogien wir in den Lherzolithen und Duniten sehen.

Zugleich darf bei der Beurtheilung der Entstehungsverhältnisse der älteren lavischen Gesteine nie vergessen werden, in welcher Weise die Verhältnisse der Temperatur und des Druckes auf den Flüssigkeitszustand eines geschmolzenen Körpers wirken, und wie hierdurch die übrigens gar nicht einmal erwiesene Erstarrungsfolge der einzelnen Mineralien thatsächlich alterirt werden musste. Dass eine Regel der Erstarrung aber gar nicht vorhanden, das beweisen schon die mikroskopischen Erfahrun-

gen an vesuvischen Laven, in denen Leucit den Augit, aber auch umgekehrt der Augit den Leucit einzuschliessen pflegt, und solche und ähnliche Beweise lassen sich in fast allen Gesteinen dieser Gruppe erbringen.

Als pyrogene Gesteine müssen wohl auch manche Tuffe angesehen werden, die lediglich als das verfestigte Haufwerk vulkanischer Schlacken und Aschenauswürfe gelten können und natürlich gehören hierzu auch die losen Auswurfsmassen selbst.

Hydatopyrogene Gesteine.

Wenngleich in der ganzen Reihe von Gesteinen, die in der Beschreibung im vorhergehenden Theile als echt granitisch, d. h. bis in die kleinsten Theile vollkommen krystallinisch ausgebildet bezeichnet wurden, die drei ersten der oben angeführten Merkmale echt pyrogener Eruptivgesteine fast ausschliesslich fehlen, so stehen sie doch einerseits mit Gesteinen, welche auch diese zeigen, durch unmittelbare petrographische Uebergänge in Verbindung und andererseits zeigen sie alle übrigen unter 4—10 aufgeführten Eigenthümlichkeiten zum Theil in so charakteristischer Weise, dass auch an ihrer eruptiven Entstehung im Allgemeinen nicht gezweifelt werden kann. Nur einzelne Abweichungen ihrer Ausbildung und petrographischen Zusammensetzung zwingen uns zu der Annahme einer geologisch durchaus nicht unwahrscheinlichen, im Gegentheile fast gewissen, erhöhten Theilnahme des Wassers an ihrem Bildungsprocesse. Wir haben uns das Magma, aus dem die Erstarrung dieser Gesteine erfolgte, als einen durch Wasser und Wasserdampf lange Zeit in Flüssigkeit erhaltenen heissen, wässrigen Brei zu denken. Wie hoch die Temperatur desselben gewesen, wird sich schwerlich annähernd bestimmen lassen, immerhin erscheint es sehr wahrscheinlich, dass dieselbe nicht die Temperatur unserer heutigen Laven erreichte.

Schon aus der Verschiedenheit der Contaktwirkungen, wie sie die Granite und Diabase u. a. der hierhingehörigen Gesteine ausgeübt haben, verglichen mit denen der Basalte, lässt sich erkennen, dass die Temperatur der ersteren keine auch

nur annähernd so hohe gewesen sei, wie sie z. B. die Verwandlung und Schmelzung der Sandsteine durch den Basalt voraussetzt. Aber auch bei den granitischen, diabasischen und andern Magmen waren diese Verhältnisse nicht übereinstimmend und es ist wohl anzunehmen, dass manche derselben sich mehr oder weniger der Beschaffenheit der basaltischen und damit der lavischen Magmen genähert haben.

Noch am unmittelbarsten verrathen ihre Entstehung die felsitischen Pechsteine und die Felsitporphyre, in deren Grundmasse wir alle Einzelheiten der mikroskopischen Struktur wiederfinden, die den vulkanischen Gläsern eigenthümlich sind. Die ersteren sind wir geradezu als erstarrte Gläser zu betrachten berechtiget, deren Wassergehalt entweder, ganz wie bei den trachytischen Pechsteinen, als eine Folge der durch schnelle Erstarrung verhinderten Verdampfung des Wassers anzusehen ist, oder was vielleicht wahrscheinlicher sein dürfte, der auf einen ursprünglich bedeutend höheren Wassergehalt des Magma's zurückgeführt werden kann. Auch die Felsitporphyre enthalten in ihrer Grundmasse vorherrschend echt glasige Reste des Magma's, sie zeigen darin Fluidalstruktur, wie auch die Pechsteine und bis auf ihre abweichende petrographische Constitution ist keines der aufgeführten Merkmale nicht auch bei ihnen zutreffend. Sie stehen aber, wie das schon bei ihrer Beschreibung hervorgehoben wurde, ganz in demselben Verhältnisse zu Granit, wie die Rhyolithe und Rhyolithporphyre zu den Trachyten. Gerade dieser Zusammenhang mit Granit, für dessen örtlich verknüpftes und unwiderlegliches Vorhandensein auf das vortreffliche, auf S. 330 angeführte Beispiel des Bodeganges im Harze verwiesen sein mag (siehe auch S. 268), würde allein schon auf die Entstehung auch des Granites eine aufklärende Erleuchtung werfen. Aber vorzüglich war es der reiche Gehalt an Quarz, dessen Entstehung man nicht auf pyrogenem Wege erklären zu können glaubte. Gleichwohl hat das Vorkommen des Quarzes in den Andesiten der Anden, die Beobachtung Lehmanns, dass derselbe in den Schmelzzonen der Einschlüsse in Laven des Laacher

See's als Neubildung ausgeschieden ist, die Möglichkeit seiner Entstehung aus dem Schmelzflusse dargethan und wenn wir schon in den an Flüssigkeitseinschlüssen reichen Quarzen der Rhyolithe einen deutlichen Hinweis auf die Mitwirkung des Wassers erkennen mussten, so tritt uns das in den von solchen Flüssigkeitseinschlüssen in geradezu zahlloser Menge durchschwärmten Quarzen der Felsitporphyre und Granite noch besser vor die Augen und belehrt uns auf das Deutlichste, dass eine erhöhte Theilnahme des Wassers an den Magmen der hervorbrechenden Granite nicht nur diese reichliche Bildung von Quarz, sondern auch die weit vollkommenere krystallinischkörnige Ausbildung desselben und der anderen Mineralien durch die Möglichkeit sehr langsamer Erstarrung unterstützt und bedingt habe. Gleichzeitig deutet aber die Natur mancher Flüssigkeitseinschlüsse, die z. B. liquide Kohlensäure enthalten, in ebenso bestimmter Weise an, dass die Festwerdung der Granite und der verwandten Gesteine gewiss unter hohem Druck vor sich gegangen sein müsse. Die früher oft hervorgehobenen Widersprüche gegen eine solche Bildung, die aus der Erstarrungsfolge der einzelnen Gemengtheile sich herleiteten, finden schon bei solchen durchwässerten Magmen kaum Boden und sind auch desshalb ohne Bedeutung, weil eine wirkliche, allgemein gültige Erstarrungsfolge wohl kaum existirt und weil dazu die Verhältnisse von Druck und Temperatur, sowie auch die Art der Mischung der im Magma vorhandenen Substanzen eine gesetzmässige Erstarrungsfolge geradezu undenkbar erscheinen lassen. Neben den Flüssigkeitseinschlüssen zeigen aber die zahlreichen Glaseinschlüsse ebenso bestimmt an, dass mit der Bildung eine wirkliche Schmelzung dennoch jedenfalls verbunden war und hierin charakterisirt sich die hydatopyrogene Entstehung am besten. Fast dürfte man die mehr oder weniger überwiegende Theilnahme des Wassers in den granitischen und andern Magmen nach dem Verhältnisse des Vorhandenseins der einen oder anderen Art dieser Einschlüsse in den Gemengtheilen zu schätzen versuchen.

Dass die Lagerungs- und Strukturverhältnisse der

Granite durchaus den aufgestellten Merkmalen entsprechen, dafür sind eine grosse Zahl von Beispielen aus allen granitischen Gebieten bekannt geworden. Auch die Contaktmetamorphosen fehlen demselben nicht. Kalkstein wurde an seinen Grenzen gegen den Granit in Marmor umgewandelt und mit den mannigfachsten Mineralien imprägnirt; Thonschiefer in Hornfels umgewandelt oder wenigstens stark mit Kieselsäure durchdrungen und gehärtet; zahlreiche Apophysen haben das Nebengestein gespalten und durchziehen es in oft nur wenige Linien starken Adern; alles Verhältnisse, die ebenso bestimmt auf eine eruptive Entstehung als auch auf die gleichzeitige Mitwirkung wässriger, kieselsäure- oder silikathaltiger Lösungen hindeuten, die eine ausserordentliche Flüssigkeit des Magma's und damit die Möglichkeit bedingten, die Nebengesteine zu durchdringen.

Was von den Graniten gilt, kann im Allgemeinen auch von den Syeniten gesagt sein, deren Lagerungsform identisch und bei denen Contaktmetamorphosen von ganz ähnlicher Erscheinung nachgewiesen sind: dichter Kalk ist durch Syenit in körnigen Marmor verwandelt auf der Insel Skye; ebenso haben im Banat syenitische Gesteine Kalk umgewandelt und am Contakte findet sich ein eigenthümliches Granatgestein mit mannigfachen Erzen imprägnirt.

Wie die Granite mit den Felsitporphyren, so sind die Diorite, Diabase, Porphyrite mit Basalten und Melaphyren auf das engste petrographisch verknüpft. So dürfte man schon für jene, wenn sie auch keine Reste des glasigen Magma's mehr enthalten, wie es in diesen mit allen Eigenthümlichkeiten lavischer Entstehung vereint ist, doch schon auf eine verwandte Bildung schliessen. Auch ihre Lagerungs-, Struktur- und Contaktverhältnisse liefern den Beweis ihrer eruptiven Natur; dass auch bei ihnen aber eine Durchwässerung des Magma's wie bei den Graniten eine höhere, und Druck und Temperaturverhältnisse ganz ähnliche gewesen sind, dafür spricht die reichliche Gegenwart des Quarzes mit seinen charakteristischen Einschlüssen, sowie auch die unzweifelhaft auf hydro-

chemische Vorgänge hindeutenden Contaktmetamorphosen, die sie begleiten und von denen noch die Rede sein wird. Ihre lagerförmigen Einschaltungen in geschichteten Formationen, deren Biegungen und Faltungen sie z. Th. sogar mitgemacht haben, erklären sich ebenso, wie es die Lagerungsverhältnisse z. B. der Isländischen Laven und Basalte in ihrer vielseitigen Wechsellagerung gestatten. In manchen Fällen wird der in die Tiefe verweisende Zusammenhang auch wirklich erschlossen.

Bei allen Verhältnissen, die für die Gesteine dieser ganzen Gruppe in Betracht kommen, darf jedenfalls auch die ganz andere Beschaffenheit der atmosphärischen Verhältnisse und der Temperatur auf der Erde in den älteren geol. Zeiträumen nicht vergessen werden. Und wenn wir dann den hohen Wassergehalt der granitischen u. a. Magmen, die wir als einen heissen, wässrigen Brei bezeichneten, in Betracht ziehen und nun die zweifellos höhere Temperatur der unter höherem Atmosphärendruck stehenden und daher weit über dem gewöhnlichen Siedepunkt flüssigen Wasserbecken dagegenstellen, in denen sich in jenen Zeiten die sedimentären Ablagerungen vollziehen mussten, so kann es uns nicht Wunder nehmen, dass auch die echten Sedimente dieser Meere in einem weit höheren Maasse krystallinische Ausbildung zeigen, wie es die jüngeren Thonschiefer thun und dass zwischen Graniten einerseits und den geschieferten Gneissen, Granuliten und Glimmerschiefern andererseits doch ein so inniger petrographischer Zusammenhang bestehen kann. Und so wie es Granite giebt, die in dieser sedimentären Art entstanden sein mögen, so giebt es dagegen ohne Zweifel auch Gneisse, die als echt eruptive Gesteine angesehen werden müssen. Für solche werden die unter der Bezeichnung rothe oder Gneissgranite aufgeführten Gneisse des Riesengebirges, des Erzgebirges u. a. angesehen; sie haben in der That meist nur eine der granitischen regellosen Struktur sich näherende rohe Schieferung, für welche, wenn man sie nicht für ursprünglich halten will, die Erklärung einmal in dem Drucke der immer mächtiger sich auflagernden Sedimente, dann aber auch in den stets er-

folgenden seitlichen Zusammenpressungen zu suchen ist, die unausgesetzt an der contrahirenden Erde sich vollzogen. Jedenfalls dürfen diese Gneisse, sowie auch die sächsischen Granulite, bei denen auch die Mikrostruktur zu der gleichen Folgerung hinleitet, als ursprüngliche Eruptivgesteine angesehen werden.

Als hydatopyrogene Tuffe müssen hier solche noch aufgeführt werden, die gewissermassen als Eruptivtuffe zu bezeichnen sind, entstanden aus schlammartigen Ergüssen und daher manchmal krystallinischen, dem Materiale nach verwandten Gesteinen nicht unähnlich. Als sehr zahlreich dürften derartige Tuffe nicht gelten, u. a. scheinen die Tuffe der Augitporphyre des Fassathales im südl. Tyrol hierhin zu zählen.

Metamorphische Gesteine.

Wenn wir aus der grossen Reihe der uns bis jetzt aus der Mineralogie bekannt gewordenen Pseudomorphosen unmittelbar zu schliessen gezwungen sind, dass alle Mineralien einer Umwandlung und Zersetzung auf die eine oder andere Art fähig sind und solcher oft bis zum vollständigen Verluste ihres ursprünglichen Stoffes anheimfallen, so kann es uns nicht zweifelhaft erscheinen, dass ähnliche Vorgänge, wie sie das einzelne Mineralindividuum erfassen, auch die Aggregate solcher Individuen, die wir Gesteine nennen, ergreifen können und müssen. In diesem Sinne sind auch die felsigen Grundvesten nicht unveränderlich und unerschütterlich: sie unterliegen steter Veränderung und vielfacher Wandelung bis sie, man könnte fast sagen, endlich der vollkommnen Verwesung anheimfallen. Aber die Processe der Umwandlung und die der Zersetzung sind von einander zu trennen und wenn für die ersteren die Bezeichnung Metamorphismus eingebürgert ist, könnte man die letzteren vielleicht im Gegensatz hierzu Demorphismus nennen.

Die nachweisbaren Ursachen der Metamorphose an Gesteinen können vorzüglich dreierlei Art sein: 1. Blosse Einwirkung einer hohen Temperatur: Pyromorphose; Erdbrände, Eruptivgesteine können dieselbe bewirken.

2. Blosser Einfluss von Lösungen ohne nothwendige Mitwirkung hoher Temperatur: Hydatomorphose, z. B. Anhydrit in Gyps, kohlens. Kalk in Dolomit u. dergl. 3. Einwirkungen heisser Flüssigkeiten, welche Lösungen von Mineralsubstanzen sind: Hydatopyromorphose, z. B. im Contakte mit Graniten und Diabasen u. A.

Pyromorphose. Als typisches Beispiel einer solchen können die von Steinkohlenbränden herrührenden Umwandlungen von Thonschiefern in sog. Porcellanjaspis gelten, wie sie z. B. bei Duttweiler im Saargebiete vorkommen. Ganz übereinstimmende Wirkungen zeigen auch die echt pyrogenen Gesteine auf Einschlüsse oder auf das Nebengestein. Bekannt sind die Vercoakungen der Braunkohlen am Meissner, die alle chemischen und physikalischen Eigenschaften erhalten haben, wie man sie durch eine analog vollzogene künstliche Vercoakung nachahmen kann, wie das z. B. v. L. durch experimentelle Versuche begründet und wie es durch die Beobachtungen Gümbel's an der durch Melaphyr vercoakten Kohle von Mährisch-Ostrau bestätiget wurde. Auch die Umwandlungen der Sandsteine vom Wildenstein bei Büdingen in Hessen, vom Stoppelsberg bei Hünfeld u. a., die durch Basalt gefrittet und prismatisirt wurden und in denen die Zwischenräume zwischen den Quarzkörnern mit einer glasigen, braunen Schmelzmasse erfüllt sind, welche mannichfache mikroskopische Ausscheidungen, Krystalliten und sogar eine gewisse Fluidalerscheinung zeigen, sind ein Beispiel solcher Pyromorphose. Die dichten Kalke unter dem Basalte am M. Gergovia bei Clermont in der Auvergne sind äusserst zierlich prismatisirt, schwarz und hart geworden, aber nicht eigentlich marmorartig; die Thonschiefer im Contakt mit dem Basalte des Hubacher Kopfes bei Siegen sind hart und splittrig brechend, u. dergl. Beispiele könnten noch in grosser Zahl angeführt werden.

Dass im Innern der Erde auch solche bloss pyromorphischen Vorgänge in erhöhtem Maasse und auf grössere Gebiete hin wirksam sein können, ist wohl nicht zweifelhaft. Die Umbildung mancher krystallinischer Kalke der älteren Formationen mag auf solche zurückgeführt

werden, wobei aber wohl immer schon eine Mitwirkung des Wassers vorausgesetzt werden muss.

Hydatomorphose. Als Agens der Hydatomorphose dienen vorzüglich die Mineralquellen und die aus der Athmosphäre die Gesteine durchdringenden Sickerwasser. Dass die Durchdringbarkeit der Gesteine bis in grosse Tiefen angenommen werden kann, erscheint wohl vorzüglich in der Anwesenheit capillarer Spalten begründet. Die Versuche von Jamin und Daubrée haben gezeigt, dass die capillare Thätigkeit mit einer auch grossen, entgegenstehenden Druck überwindenden Gewalt vor sich geht. Soweit überhaupt Wasser in flüssigem Zustande in die Tiefe dringen kann, und das kann durch den auflastenden Druck bis in jedenfalls bedeutende Tiefen geschehen, ist also eine Durchdringung der Gesteine durch dasselbe möglich.

Der wichtigste der auf diesem Wege geschehenen Umwandlungsprocesse ist die Dolomitisirung der Kalksteine. Wir haben schon im Vorhergehenden S. 428 gesehen, dass gewisse Dolomite und magnesiareiche Kalksteine unzweifelhaft ursprünglicher Entstehung durch direkte Abscheidung aus wässrigen Lösungen sind. Für manche andere aber ist es ebenso gewiss, dass sie durch Umwandlung aus Kalksteinen hervorgegangen sind. Den ersten Beleg dafür sehen wir in den zahlreichen Pseudomorphosen von Dolomit nach Kalkspath. Zwei Fälle erscheinen für den Gang dieser Umwandlung möglich: einmal, dass in magnesiahaltigen Kalksteinen der Gehalt an Magnesia erhöht wird durch blosse Fortführung eines Theiles des Kalkes, oder 2., dass gleichzeitig Magnesia zu- und Kalk weggeführt wird.

Durch den ersten dieser beiden Processe wird natürlich eine sehr bedeutende Volumverminderung herbeigeführt, und hiernach zu schliessen dürfte derselbe wohl auch nur in solchen Fällen wirklich stattgefunden haben, wo eine so grosse Volumverminderung durch gewisse Erscheinungen z. B. das Nachsinken der von solchen Dolomiten getragenen Schichten, bewiesen zu werden scheint.

Im 2. Falle haben wir uns den Vorgang so zu denken,

dass kohlensaure, kohlensäure Magnesia haltige Wasser auf magnesiafreie oder auch etwas Magnesia haltige Kalksteine in der Weise einwirken, dass der weit löslichere kohlensaure Kalk ausgelaugt und dagegen das schwer lösliche Magnesiacarbonat eingeführt wird. Eine Verminderung des Volumens ist auch in diesem Falle möglich, aber nicht nothwendig; es kann entsprechend dem fortgeführten Kalke soviel Magnesia zugeführt werden, dass das Volumen im Ganzen dasselbe bleibt. Zur genaueren Erkenntniss des Vorganges kommt es also auch hier auf den Erweis wirklich stattgehabter Volumvermehrung an. Gewisse Pseudomorphosen von Bitterspath nach Kalkspath, wo der ursprüngliche Kalkspathkrystall von der Oberfläche aus in körnig-krystallinischen Dolomit umgewandelt erscheint, aber noch der magnesiafreie Kalkspathkern erhalten ist, beweisen solche Vorgänge der Dolomitisirung. Dolomite mit noch zum Theil erhaltener Kalksteinmasse sind in dieser Weise umgewandelt. Auch die Lagerungsverhältnisse der Galmeilagerstätte von Altenberg bei Aachen, wo im Innern des später von Zinkerzen ausgegefüllten unregelmässigen Beckens Dolomit sich findet, und von dort nach aussen zu mit der Entfernung an Magnesia immer ärmere und zuletzt fast magnesiafreie Kalksteine folgen, dürften nach den Untersuchungen v. L's. über diese Dolomite als Bildungen der zweiten Art gelten.

Eine typische Hydatomorphose ist die Umwandlung des Anhydrites in Gyps durch blosse Wasseraufnahme. Diese ist auf allen Halden der Anhydritbrüche und in den schon früher S. 404 erwähnten Stollen im Anhydrite zu Bex wahrzunehmen. Im grossartigen Maassstabe vollzieht sich dieselbe an allen Anhydritmassen, welche stockförmige Einlagerungen der jüngeren Formationen bilden.

Als ein durch Sickerwasser eingeleiteter Oxydationsprocess ist die Umwandlung des Spatheisens in Brauneisenstein (S. 431) anzuführen. Hierbei treibt einerseits das Wasser die Kohlensäure aus der Verbindung aus, Eisenoxydul oxydirt sich höher und das Wasser tritt in die Verbindung ein. Diese von der Oberfläche ausgehende Umwandlung ist oft bis in grosse Tiefen erfolgt. Auch

die Umwandlung der Schwefelverbindung des Eisens, des Eisenkieses zu schwefelsauren Metalloxyden ist ein solcher Oxydationsprocess. Zunächst wandelt sich hierbei der Eisenkies oder Markasit zu Eisenvitriol und Schwefelsäure, dann zu Brauneisenstein und freier Schwefelsäure um, welche entweder an metallische Stoffe geht, die vorhanden sind, und sehr leicht lösliche schwefelsaure Metalloxyde bildet, aus denen wieder Carbonate werden, oder welche mit in der Nähe befindlichem Kalke oder Thon Gyps oder Alunit bildet. Manche Alunitlager scheinen zwar durch die zersetzende Wirkung schwefelsaurer Exhalationen auf trachytische Gesteine bewirkt, andere aber sind offenbar auch in der letzteren Weise entstanden, so das Alunitlager von Breuil bei Issoire in der Auvergne, welches im Innern aus rothem, eisenschüssigem Thon und nach aussen ringsum aus Alunit gebildet wird. Die Alunite von Tolfa und vom Puy de Sançy am Mont Dore sind Beispiele der ersteren Bildung, hier wird, im Gegensatze zu dem Eisenoxyd der zweiten Art: Schwefel und Schwefelkies als Residuum ausgeschieden.

Endlich gehört zu den Hydatomorphosen auch die Serpentinbildung. Derselbe scheint, wie das schon früher an einzelnen Stellen bemerkt wurde, aus verschiedenen Gesteinen hervorgehen zu können, vorzüglich aber sind die olivinhaltigen für ihn Ausgangsgesteine, demnächst hornblende- und augithaltige Diorite und Diabase. Der durch kohlensäurehaltige Gewässer eingeleitete und bewirkte Process besteht darin, dass aus diesen Gesteinen, die vorherrschend Magnesia- und Eisenoxydulsilikate enthalten, alle übrigen Basen ausgelaugt werden und als Residuum vorzüglich wasserhaltige kieselsaure Magnesia zurückbleibt. Auch durch die Umwandlung von Magnesiacarbonaten, welche Kieselsäure enthielten, also von Dolomiten oder von Silikaten, welche von löslichem Magnesiacarbonat durchdrungen und durch dessen Kohlensäure der vorhandenen Basen beraubt wurden, können Serpentine entstanden sein. Während die erste Art der Entstehung die weitaus häufigere ist, besonders für alle mit den genannten Gesteinen in Verbindung stehenden, ist

die zweite Art wohl für die Serpentine anzunehmen, die mit Dolomiten und Kalken z. B. der laurentischen Gneissformation zusammenhängen. Besonders interessant ist die Serpentinisirung von vielfach zusammengesetzten Mineralaggregaten, wie sie neuerdings Dana von der Magneteisenerzlagerstätte von Tilly Foster, Putnam Co., New-York beschrieben hat, wo die Gangmineralien der in syenitischem Gneisse eingelagerten Erzlagerstätte: Chondrodit, Enstatit, Hornblende, Biotit, Dolomit, Brucit alle in Serpentin umgewandelt erscheinen.

Hydatopyromorphose. Die Theilnahme des Wassers bei der Entstehung aller granitischer Eruptivgesteine, die in einem weit höheren Maasse als bei den heutigen Laven und allen lavischen Gesteinen als mitwirkend erkannt worden ist, bedingt auch, dass während wir bei neueren Laven, bei Basalten etc. ihre Einwirkungen auf die Nebengesteine vorzüglich als lediglich pyromorphische zu bezeichnen hatten, diese bei den früheren Eruptivgesteinen als hydatopyromorphe sich charakterisiren. Von der durch das empordrängende Gestein geschaffenen oder ihm wenigstens als Weg dienenden Spalte aus drangen heisse, wässrige, nach Maassgabe des Gesteines, an dessen Bildung sie Theil nahmen, oder in dessen Gefolge sie erschienen, verschiedenartige, mineralische Lösungen in das Nebengestein ein, es auf grössere oder geringere Entfernungen hin durchdringend, wobei vorzüglich der Grad der Verfestigung dieses Nebengesteins in Betracht kommt. Es scheint verständlich, dass ein dichtes, krystallinisches, vollständig starres Gestein sich durchaus oder fast unempfänglich zeigen kann, währenddem andere vielleicht noch weiche, nicht ganz verbundene Thonschiefer oder zersetzbare Kalke auf grössere Strecken durchdrungen und verändert werden konnten. Alle Erscheinungen dieser Art, deren sich in der Natur vielfache wahrnehmen lassen, dürfen auch als Contaktmetamorphose bezeichnet werden, allerdings in anderem Sinne, als man davon bei den Basalten spricht.

Als ganz besonders belehrend mögen hier einige solcher Umwandlungen hervorgehoben werden. An den

Kalksteinen spricht sich die Art der Hydatopyromorphose im Gegensatze zu der bloss pyromorphen Veränderung darin vor allem aus, dass seine Umwandlung in krystallinischen Marmor von einer gleichzeitigen ersichtlichen Imprägnation der veränderten Contaktzone mit mannigfachen, oft schön krystallisirenden Mineralien, vorzüglich kalkhaltige Silikate, begleitet ist. Eines der schönsten Beispiele dieser Art bietet die Kalkcontaktzone am Monzoni im südlichen Tyrol. Ausser vielen andern Punkten dieses Gebirgsstockes, wo Diabas und Augitsyenit mit Kalken in Berührung stehen, fand vom Rath in der Thalschlucht von Pesmeda in ringsum von Augitsyenit umhüllten Kalkmassen krystallinische Gemenge von derbem und krystallisirtem Granat, Fassait, Ceylanit, blaugrauem, grossblättrigem Kalkspathe, oft die erstgenannten drei Mineralien zu sphärischen Zonen geordnet, deren Inneres Kalkspath bildet und welche an die gleiche Anordnung in vesuvischen Kalkauswürflingen erinnern. Hier schliesst man wohl mit Recht aus der Gleichartigkeit der petrographischen Ausbildung auf die nahe Uebereinstimmung der genetischen Vorgänge zurück. Die vielen schönen Mineralien dieser Contaktbildungen: Vesuvian, Grossular, Anorthit, Monticellit, Titanit, Magnetit, Eisenglanz, Kalkspath sind Zierden aller mineralogischen Sammlungen. Ein ganz besonderes Interesse erwecken in dieser Contaktzone noch die durch vom Rath erkannten und schon früher S. 325 erwähnten Pseudomorphosen von Serpentin nach Monticellit, die hier um so eher Erwähnung verdienen, als vom Rath diese Serpentinisirung mit auf jenen Gesteinsgrenzen in früheren geologischen Epochen aufsteigenden Magnesia-haltigen warmen Quellen in Verbindung setzt, wonach sie also in gewissem Sinne gleichfalls als eine Contakterscheinung gelten müssen.

Anderer Art sind die metamorphischen Erscheinungen, wie sie eine Reihe von Schiefergesteinen zeigen, die zu den im Gebiete des Harzer Silur's auftretenden Diabasen in naher Beziehung stehen. Es lässt sich diese Metamorphose vom Diabase aus nach beiden Seiten verfolgen und kann in diesem Sinne auch wieder als eine Contakt-

metamorphose gelten. Die Schiefer erscheinen, je näher sie dem Diabase sind, um so härter und consistenter, Schieferung und Schichtung tritt weniger hervor, an ihre Stelle tritt eine dickplattige Absonderung. Zu diesen metamorphischen Schiefern gehören auch die Spilosite und Desmosite, sowie die grünen, dichten Schiefer. Die Umwandlung scheint nach den sorgfältigen Untersuchungen, welche vorzüglich E. Kayser über dieses Gebiet angestellt hat, vorzugsweise auf einer Zuführung von Natronsilikat zu beruhen; die sauersten Schiefer erscheinen unmittelbar im Contakt mit dem Eruptivgestein. Dabei hat, nachdem zunächst ursprünglich aus dem reichlich durchwässerten Magma des Diabases diese Lösungen das Nebengestein imprägnirt hatten, auch wohl eine spätere, als Folge der Diabaseruptionen an diesen Stellen stattfindende Thätigkeit aufsteigender Quellen durch lange Zeiträume nachgewirkt.

Als metamorphische Gesteine dieser Art müssen auch die Knoten-, Fleck- u. a. durch eigenthümlich eingelagerte Concretionen charakterisirte Schiefer gelten. In ganz ausgezeichneter Entwicklung kommen solche Schiefer in den Pyrenäen vor. Sie bilden nach Fuchs einen nur wenig unterbrochenen Streifen von beträchtlicher Breite, der das Gebirge in seiner ganzen Ausdehnung durchzieht und den grössten Theil der Granite, welche die Centralmasse bilden, umschliesst. Die umgewandelten Schiefer gehören der Grauwacken-Uebergangsformation an, und im Allgemeinen zeigt sich die nahe Beziehung zum Granit schon besonders darin, dass dieselben in ihrem veränderten Zustande eine petrographische Annäherung an den Granit durch Herausbildung der ihm eigenthümlichen Mineralien zeigen. Diese charakteristische Metamorphose zeigt sich dagegen nirgendwo anders als im Granitcontakt. Die Gesteine, welche in dieser metamorphischen Zone um den Granit herum erscheinen, sind vorzüglich: Frucht-, Chiastolith-, Andalusitschiefer, Glimmerschiefer und Gneiss, letzerer jedoch sehr selten, dann aber auch körnige Kalke und dichte Kalksteine. Für diese sowie für die vorhergehenden erscheint eine

wässerige, vielleicht mit hoher Temperatur verbundene Umwandlung sehr wahrscheinlich. Jedenfalls sind die Thonschiefer, an denen die Erscheinungen der Metamorphose am ausgeprägtesten sind, um so reicher an den Concretionen, je näher sie den Graniten sind, und zeigen hier auch ihre ganze Masse verändert. Vor Allem erscheint der Glimmer reichlicher, und es gehen echte Glimmerschiefer daraus hervor. Die Umwandlung scheint ohne eine eigentlich chemische Veränderung in den Bestandtheilen, sondern nur durch eine molekulare Umlagerung im Thonschiefer selbst erfolgt zu sein, wie es in der Uebereinstimmung der chemischen Zusammensetzung der unveränderten und der metamorphischen Schiefer für das sächsische Gebiet von Lunzenau durch Fickenscher und für das Gebiet des Voigtlandes durch Carus schon erwiesen war. Ob die Temperatur der Wasser, welche diese Metamorphose unterstützten, eine sehr hohe gewesen, gehört zwar noch in das Reich der Hypothesen. Es erscheint aber wenigstens nicht unumgänglich nothwendig und nur der auffallende Zusammenhang mit den Graniten, der auch diese Metarmophose als eine Contaktwirkung zu charakterisiren scheint, dürfte dafür sprechen, dass die Ursache der Umwandlung heisse Lösungen gewesen seien.

Im Allgemeinen ist eine solche Metamorphose aber doch wohl denkbar, ohne dass wir auf einen direkten Contakt mit Eruptivgesteinen als erste Ursache zurückgreifen. Auch lässt sie sich als ein sehr langsam wirkender Process bei niedrigen Temperaturen und gewöhnlichem Drucke wohl verstehen, wird aber Druck und Temperatur erhöht, so wird dadurch der Vorgang jedenfalls beschleunigt. Die Bedingungen hierzu sind im Innern der Erde überall vorhanden. Wenn sedimentäre Thonschiefer und Schieferthone in der fortschreitenden Bildung der Sedimente von mächtigen Ablagerungen bedeckt werden, so steigt hiermit, wie das schon von Babbage und Herschel bestimmt ausgesprochen worden, indem die geothermalen Schichten aufwärts rücken, die Temperatur in diesen Thonschiefern und gleichzeitig wächst der Druck. Da sie den von der Oberfläche eindringenden Wassern zu-

gänglich sind, so sind also die Grundbedingungen einer Wirkung überhitzter Wasser hergestellt, welche wir Hydatopyromorphose genannt haben und welche die Umwandlung der Thonschiefer in krystallinische Schiefer durch eine andere Gruppirung ihrer Bestandtheile bewirkt. So kann eine solche Umwandlung also über ausgedehnte Gebiete auch ohne irgend einen ursächlichen Zusammenhang mit irgend einem Eruptivgesteine stattfinden, die aber dann natürlich nicht mehr als eine Contaktmetamorphose zu bezeichnen ist. Genaues Feststellen des geognostischen Verbandes solcher metamorphischer Schiefer mit Eruptivgesteinen muss hier als entscheidendes Moment gelten. Eine secundäre Thätigkeit und Mitwirkung der atmosphärischen Wasser ist dabei keineswegs ganz ausgeschlossen. Thonglimmerschiefer, Glimmerschiefer und andere krystallinisch-schiefrige Gesteine mögen sich wohl grösstentheils auf diese Weise gebildet haben.

Die eigentliche Metamorphose konnte dann natürlich nur so lange vor sich gehen, als die Gesteine den dazu nöthigen Bedingungen ausgesetzt waren; sowie sie durch geologische Vorgänge erhoben wurden, ehe die Metamorphose vollendet, ehe also z. B. die vollkommene Bildung eines Glimmerschiefers bewirkt war, hörte der Process auf. Sehen wir daher in den Fleckschiefern den ersten Anfang solcher Umwandlung, so können wir wohl sagen, dass dieselbe im Beginn auch schon geendiget, denn diese werden nicht weiter in jener Art umgewandelt, und es werden aus ihnen keine Glimmerschiefer mehr hervorgehen, wenn sie nicht wieder in die Bedingungen versetzt werden, die wir für solche Metamorphose als unerlässlich kennen lernten.

Hier mag nochmals nachdrücklich hervorgehoben werden, dass, wenn auch die meisten krystallinisch-schiefrigen Gesteine als metamorphosirte sedimentäre Gesteine gelten können, doch die Möglichkeit ursprünglicher Bildung derselben durchaus nicht ganz ausgeschlossen, sondern für einige derselben: Gneisse, Granulite, sogar die wahrscheinlichere ist.

Zersetzung und Verwitterung.

Von der Metamorphose ist die Verwitterung und Zersetzung der Gesteine wesentlich zu unterscheiden. So gering auch die Einwirkungen der atmosphärischen Feuchtigkeit anfänglich scheinen, so summiren sie sich doch in langer Dauer zu sehr grossartigen und wichtigen Veränderungen, indem ihr endliches Produkt in den verschiedenen Bodenarten die Grundbedingung der Vegetation ist.

Man kann die Vorgänge der Verwitterung füglich in zwei Arten unterscheiden: in mechanische und chemische Verwitterung, die zwar nicht gesondert, sondern immer in Gemeinschaft thätig sind. Die mechanische Verwitterung, die wir im Allgemeinen Erosion nennen, durch die Wirkung der atmosphärischen oder der fliessenden Gewässer im Innern und die brandenden Wellen des Meeres an den Küsten eingeleitet und vollführt, bewirkt vorzüglich die Anhäufung loser Schuttmassen, Gerölle, der Blockmeere am Fusse der Gebirge, der Sandmassen in den Niederungen und dergl. mehr.

Die chemische Zersetzung beruht hauptsächlich auf der allmäligen Auflösung der Silikate durch kohlensäurehaltige Gewässer, gewiss meistens in Verbindung mit organischen Säuren. Mit derselben ist in der Regel die Bildung von Carbonaten verbunden, daher das stete Aufbrausen nicht mehr frischer Diabase, Basalte u. a. Schliesslich werden diese Carbonate ebenfalls wieder fortgeführt und vollständig zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr. Als Endprodukt der Zersetzung bleiben meist wasserhaltige Silikate von Thonerde übrig. Immer ist mit diesen Zersetzungsprocessen eine Verfärbung verbunden, an der vorherrschend die allverbreiteten Eisenoxyde betheiligt sind, welche durch den Sauerstoff der Luft oxydirt oder durch organische Einflüsse desoxydirt werden können. Ebenso erfolgt stets ein Lockerwerden, eine Zerbröckelung, welche der leichteren mechanischen Zerstörung durch die Wasser vorarbeitet.

Ein durch Zersetzung entstandenes Gestein ist der Kaolin. Fast alle Orthoklas haltigen Gesteine lassen

schon die Anfänge der Kaolinisirung erkennen. Im wesentlichen besteht der Process darin, dass Kali, Natron, der etwa vorhandene Kalk und Eisenoxydul durch die kohlensäurehaltigen atmosphärischen Gewässer in Carbonate verwandelt und fortgeführt werden und dass die zurückbleibende kieselsaure Thonerde dagegen zwei Atome Wasser aufnimmt. Leichter noch wie die Orthoklase zersetzen sich die kalk- und natronhaltigen Feldspathe, Labrador zumeist, auch Oligoklas und Sanidin. So entstehen denn auch auf ganz ähnliche Weise die sog. Wacken oder Wackenthone, wie sie mit Basalten, Melaphyren, Phonolithen und anderen Gesteinen in enger Verbindung zu erscheinen pflegen. Auch die mit Diabasen und Dioriten verbundenen Schaalsteine und Tuffe sind zum Theil wenigstens Zersetzungsprodukte. Hier sind entsprechend dem Stadium der Zersetzung die Gesteine noch reich an Carbonaten, es lassen sich aber alle fortgeschritteneren Stadien erkennen mit immer abnehmendem Gehalte an Carbonaten, bis auch bei diesen Gesteinen als Rest thonerdereiche, noch kieselsäurehaltige, meist sehr eisenschüssige Thone, zum Theil auch magnesiahaltige Thonerdesilikate übrig bleiben. So widerstandsfähig auch der Quarz erscheint, worauf seine überwiegende Theilnahme an allen Sedimenten beruht, und wodurch die Quarzite in aufragenden Felsen mauerartig die weggewitterten Nebengesteine überragen, so ist er dennoch der Zersetzung unterworfen, wie das schon die Pseudomorphosen von Speckstein in der Form des Quarzes beweisen. Ob aber nur die kohlensäurehaltigen Wasser den Quarz allein zu lösen vermögen, ob die organischen Säuren dabei mitwirken, ob Fluormetalle seine Auflösung bewirken, darauf ist eine bestimmte Antwort noch nicht zu geben. Auch hier gilt, dass die unbedeutendeste Wirkung sich im Laufe langer Zeiträume zu einem anscheinend überraschenden Resultate summiren kann.

Als ein sehr wesentliches Unterstützungsmittel jeder Verwitterung und Zersetzung ist überall die Vegetation anzusehen, sowie sie gleichzeitig als das erste Zeichen des Beginnes solcher Processe auf den Gesteinen erscheint.

Auf den Laven des Vesuv's siedeln sich schon wenige Jahre, nachdem dieselben an die Oberfläche getreten und erstarrt sind, zahlreiche Flechten an und auf den Laven des Aetna's sind die Caktusarten, die Opuntien auch auf ganz jungen Strömen verbreitet, während üppige Reben und mächtige Kastanien auf den Laven früherer Jahrhunderte gedeihen.

Die äusseren Erscheinungen der Erosion und Zersetzung aber sind mannichfach, die Contouren der Berge, die Thalformen und die Gestalten der Felsen, Erdpyramiden und Stylolithen und der ganze vielgestaltige Wechsel, der die landschaftlichen Reize so vieler Gegenden bedingt, sind vorzüglich ihr Werk.

Anhang.

Kosmische Gesteine (Meteoriten).

Meteorite nennt man die bisweilen mit donnerähnlichem Getöse aus dem Weltraum durch die Atmosphäre hindurch auf die Erde stürzenden Stein- und Eisenmassen. Die Hypothese von Kant und Laplace, wonach alle Körper des ganzen Sonnensystemes aus einer ursprünglichen Dampfmasse hervorgegangen sind, bedingt schon die Voraussetzung, dass alle feste Materie, die überhaupt im ganzen Bereiche des Sonnensystemes zur Gestaltung gelangt ist, im Wesentlichen aus gleichen Elementen und Verbindungen bestehen müsse, wie sie auf unserer Erde vorkommen. Alle elementaren Stoffe, die bisheran in den Meteoriten gefunden worden sind, waren auch auf der Erde schon bekannt; die chemischen Verbindungen und mineralischen Gemengtheile, aus denen diese Bruchstücke kosmischer Gesteine bestehen, sind im Allgemeinen solche, die auch in unseren irdischen Gesteinen vorhanden sind, mit der einzigen Ausnahme einiger nickelhaltigen Eisenverbindungen, die für die Meteoriten charakteristisch, auf unserer Erde aber bisheran nicht nachgewiesen sind.

Folgende Gemengtheile der Meteoriten sind bis jetzt mit Sicherheit erkannt worden:

1. Nickeleisenverbindungen. Während auf der Erde das gediegene Eisen, soweit es überhaupt bekannt ist, als nur ganz untergeordnet vorkommend gelten

kann, dagegen in den Verbindungen mit Sauerstoff und Schwefel in grosser Verbreitung erscheint, ist das meteorische, gediegene Eisen in vielen Meteoriten enthalten oder setzt sie ganz zusammen. Vom tellurischen unterscheidet es sich durch seinen in verschiedenen Verhältnissen auftretenden Gehalt an Nickel und zuweilen Chrom; jedoch bietet der Nickelgehalt zu der oft äusserst schwierigen Entscheidung, ob eine Eisenmasse tellurischen oder kosmischen Ursprungs sei, nicht immer den Anhalt, da er zuweilen fehlen kann und andererseits in tellurischem Eisen in kleinen Mengen ebenfalls nachgewiesen scheint. Schon im Jahre 1808 machte von Widmannstätten in Wien die Beobachtung, dass, wenn eine polirte Schnittfläche des Meteoreisens von Agram mit Salpetersäure geätzt wird, gewisse Figuren hervortreten, die nach ihm die Widmannstätten'sche Figuren genannt worden sind. Die geätzte Fläche erscheint überall mit schwachen, glanzlosen unter einander parallelen Streifen bedeckt, die sich meist nach drei Richtungen kreuzen, und welche zwischen sich drei-, vier- und mehrseitige Felder einschliessen, die wieder von feineren Schraffirungslinien durchzogen sind, und um welche dünne, hervortretende, metallisch glänzende Leisten als Einfassung liegen, so dass die Struktur dieser Eisen eine recht complicirte ist. Dass die Einfassungsleisten mehr Nickel enthalten, wie die Streifen, hatte man schon bald gefunden und so erkannte man nach und nach, dass manche Meteoreisen aus dünnen Lagen einzelner Bestandtheile und Krystalle bestehen, die verschiedene chemische Verbindungen und Legirungen von Nickel und Eisen darstellen. Jedoch kommt es auch vor, dass der ganze Meteorit gewissermaassen nur aus einem Stücke besteht, welches dann einer der Nickeleisenverbindungen chemisch entspricht; dann fehlen die Widmannstätten'schen Figuren. Jedoch in diesem, wie in den ersteren Fällen, sind dennoch mikroskopische Krystalle vorhanden von einer etwas anderen Zusammensetzung, wie die verschiedenen Nickeleisen, indem sie eine Verbindung von Phosphor, Nickel und Eisen darstellen. Auf der Gruppirung und Einlagerung dieser verschiedenen

Nickeleisenverbindungen beruhen im Wesentlichen die Widmannstätten'schen Figuren, deren gesetzmässige Beziehungen zu dem Gefüge und den Spaltungsrichtungen der Eisenmassen vorzüglich durch G. Rose und Tschermak neuerdings erläutert worden sind.

Im Allgemeinen kann man jetzt folgende Eisennickellegirungen unterscheiden:

Braunit, der Formel $Fe^{16}Ni$ entsprechend, fast die ganze Masse des Meteoriten von Braunau in Böhmen, als ein Individuum ausgebildet, zusammensetzend, an dem zuerst eine reguläre, den Würfelflächen entsprechende Spaltbarkeit erkannt wurde.

Kamacit (von Reichenbach nach καμαξ: Balken, auch Balkeneisen genannt), es bildet die unter Winkeln von 30, 60 und 120 Graden sich schneidenden Streifen und entspricht der Zusammensetzung $Fe^{14}Ni$. In den Meteoriten von Caille bei Grosse, Dep. du Var, von Charcas in Mexico u. a.

Plessit (von πιπλημι, füllen, nach R.: Fülleisen, weil es die Zwischenfelder zwischen den balkenförmigen Kamacitstreifen erfüllt), entsprechend der Formel: $Fe^{10}Ni$ (oder nach R.: $Fe^{28}Ni^{5}$). Z. B. in den Eisenmassen von Jewell Hill (N. Carolina), Oldham County (Kentuky), Orange River (Capland), Burglington (New-York) u. a.). Manche dieser Meteoreisen fast ganz aus Plessit bestehend.

Taenit (von ταινία, Band, Bandeisen), umfasst in bandförmigen Blättern die Streifen des Kamacites und bedeckt sie mit papierdünnen Blättchen, wird von der verdünnten Säure fast gar nicht angegriffen und ragt daher auf der geätzten Fläche über dem Kamacite leistenförmig hervor. Oft liegt es auch in dem Fülleisen in grosser Menge in paralleler Anordnung eingeschaltet. Seine Zusammensetzung entspricht nach Meunier der Formel: $Fe^{6}Ni$. Ausgezeichnet im Eisen von Toluca, Mexico und Ellbogen in Böhmen.

Diese drei Arten, fast immer zusammen vorkommend, fasste Reichenbach unter dem Namen der Trias zusammen.

Octibehit, vom Meteoreisen von Octibeha in Mis-

souri nannte Taylor eine der Formel $FeNi^2$ (mit 59.69 Ni und 37.69 Fe) entsprechende Verbindung, welche als die nickelreichste der bis jetzt nachgewiesenen gelten kann.

Schreibersit (zu Ehren des Meteoritenforschers von Schreibers durch Haidinger so genannt) ist wesentlich die erwähnte Phosphor-Nickeleisenverbindung, vielleicht in nicht constanten Verhältnissen, nach Lawrence Smith mit 55.86 Fe, 29.17 Ni, 15.47 P, entsprechend der Formel: Fe^4Ni^2P. Daubrée macht auf die grosse Aehnlichkeit dieses Eisens mit einem von Sidot künstlich dargestellten Phosphoreisen: Fe^3P aufmerksam.

Der Schreibersit, durch seine Unlöslichkeit ausgezeichnet, behält also beim Aetzen seinen Glanz und erscheint als krystallinische Blättchen und Schuppen, oder in feinen, regelmässig und parallel eingelagerten Nadeln, nicht immer von gleicher Farbe: grau (Braunau), gelbbraun (Cosby's Creek), grünlich (Mistecà). Wegen des Glanzes, mit dem er auf den Aetzflächen hervortritt, nannte ihn Reichenbach Lamprit (von λαμπρὸς, glänzend) oder Glanzeisen. Die von G. Rose erkannten und Rhabdit (ῥάβδος, Stab) genannten, im Braunauer u. a. Eisen eingewachsenen kleinen Krystalle, die man am besten mikroskopisch in einem Hausenblasenabdruck der geätzten Fläche sehen kann, gehören gleichfalls dem Schreibersit an. Seine Krystallform ist bis heran noch nicht genauer bestimmt worden; Tschermak vermuthet, dass die Blättchen und Nadeln desselben in dem Eisen von Braunau entweder tetragonal oder rhombisch seien. Er findet sich in ausgezeichneter Weise, ausser in den genannten, im Eisen von Toluca (Mexico), dem von Tazewell in Tennesse N. A., analysirt wurde er von Bergemann, Shepard, Meunier und von Müller im Eisen von Zacatecas (Mexico).

2. Schwefeleisen. Die beiden in Meteoriten vorkommenden Schwefeleisen sind der Troilit und der Magnetkies oder Pyrrothin.

Der Troilit (genannt nach Domenico Troili, der schon 1766 einen zu Albareto in Modena gefallenen Meteoriten beschrieb), ist einer der bestcharakterisirten Gemengtheile

der Meteoriten. Nach Lawrence Smith und Rammelsberg bestehend aus 63.4 Fe und 36.66 S, also Einfach-Schwefeleisen, während bekanntlich die tellurischen: Eisenkies und Markasit zweifach Schwefeleisen sind. Er findet sich nur sehr selten in regelmässig begrenzten Umrissen, so nach G. Rose im M. vom Cap der guten Hoffnung, sonst nur in der Form unregelmässiger Parthien, Körner und Adern. Er scheint nicht spaltbar, mit unebenem Bruch und hat das spec. Gew. = 4.75—4.81. Ganz rein erscheint er z. B. in dem M. von Seeläsgen (Preussen), oft enthält er beigemengtes Nickeleisen oder Schwefelnickel. Viele Bestandtheile der Meteoriten, die man für Troilit gehalten hat, dürften aber auch dem folgenden Magnetkies angehören.

Der Magnetkies findet sich in kleinen Krystallen in dem M. von Jouvenas, Frankr., und nach Shepard auch in dem von Richmond in Virginia; in dem von Orgueil Frankr., erscheint er in broncegelben, hexagonalen Tafeln. Hiernach, wo er durch deutliche Krystallform scharf bestimmbar ist, sollte man schliessen, dass auch in vielen anderen das magnetische Schwefeleisen nicht Troilit, sondern Magnetkies sei. Nach neueren Analysen spricht Meunier in der That vielen bisher für Troilit gehaltenen kleinen Parthien die Zusammensetzung zu: $(FeNi)^7S^8$, also die eines nickelhaltigen Magnetkieses. So in dem M. von Bear Creek, Colorado, nach Smith mit 35.08 S, 61.82 Fe, 0.41 Ni und 1.81 Rückstand.

3. Kohlenstoffeisen. Im Meteoreisen von Niakornak (Grönland) isolirte Forchhammer eine glänzende, harte, stahlartige Masse, die nach Shepard 7.23 % C enthielt und der Formel entsprach: CFe_2 und die er Chalypit nannte. Eine an Kohlenstoff sehr reiche, zuweilen fast graphitische Masse wurde als Graphitoid bezeichnet und ein an Kohlenstoff sehr armes Eisen analysirte Meunier, dem er von dem M. von Campbell county, Tennesse den Namen Campbellit gab.

4. Chromeisen (Chromit), sehr verbreitet in den Meteoriten, wenngleich immer in sehr geringer Menge; es findet sich nur selten in deutlichen Oktaëdern krystallisirt, oft erbsengross, in dem M. von Shalka in Banko-

ora, Ostindien, in Körnern in dem M. von Krasnojarsk, Sibirien, nach dem russischen Forscher Pallas auch das Pallaseisen genannt, in kleinen, schwarzen Pünktchen vertheilt in dem M. von Chassigny, Haute Marne, in dem M. von Ikaterinoslaw, Sibirien nach Wöhler 2.01 %, in dem von Girgenti, Sicilien nach vom Rath, nach G. Rose auch im Troilit eingewachsen, z. B. in dem M. von Carthago, Tennesse und Schwetz a. d. Weichsel.

Ferrosilicit nennt Shepard eine Verbindung etwa von der Zusammensetzung 87.28 Fe. 11.01 Si, 1.31 P, 0.40 C und eine Spur Magnesia, die in dem zu Rutherfordton, N. Carolina, gefallenen Meteoriten nachgewiesen wurde.

5. Graphit erscheint in kleinen, derben oder etwas schuppigen, abfärbenden Parthien in mehreren Meteoriten eingewachsen, so in dem von Caille, wo er von Meunier analysirt: 97,3 C und 2.4 Fe enthält, also ein Graphitoid, wie oben erwähnt. Im Charkas, bei St. Louis Potosi, Mexico (98.9 C und 0.9 Fe), in dem M. von Cosby's Creek, Tennesse; wallnussgrosse Parthien im Toluca, im Bohumilitz, Böhmen, hier in knolligen, abfärbenden Parthien mit dem Magnetkies und dem weisslich gelben Troilit zusammen. In Pseudomorphosen in der Form kleiner Würfel im M. von Arva (Szlanicza), Ungarn.

6. Kohlige Substanz ist in der Form von anthracitartiger Kohle oder auch als Kohlenwasserstoffe in einigen Meteoriten nachgewiesen worden. So in dem M. von Alais, Dep. du Gard, etwa 2.5 % einer dem tellurischen Koenleinit: C_2H ähnlichen Substanz; in dem von Orgueil nach Cloez 6.41 %, einer aus 63.45 % C, 5.98 % H und 30.57 % O bestehenden Substanz; in dem M. von Cold Bokkeveld im Caplande nach Harris 1.67 % amorpher Kohle und 0.25 % bituminöse Substanz; in dem von Kaba, S. W. von Debrecin, Ungarn, nach Wöhler 0.58 % Kohle und eine dem sog. Bergwachse ähnliche Verbindung, für welche Shepard den Namen Kabait oder meteorisches Petroleum vorschlug. Kohlige Substanzen sind ferner noch in dem M. von Grosnja, Caucasus, von Charleston, S. Carolina, und von Simonod, Dep. Ain, beobachtet worden. Die kohlige Substanz erscheint in allen Fällen mit

Olivin, wenig Bronzit, Troilit, Chromit und Nickeleisen gemengt. Nicht immer scheinen diese kohligen bituminösen Stoffe auf spätere irdische Processe zurückzuführen, wie das Geinitz annehmen zu müssen glaubte.

Schwefel kommt z. B. in dem von Wöhler untersuchten M. von Bokkeveld gediegen vor.

7. Magneteisen wird häufig in Meteoriten aufgeführt, wenngleich es G. Rose in keinem der M. der Berliner Sammlung fand und auch durch die Beobachtung von Krantz, der es theils derb, theils in kleinen, scharf glänzenden Oktaëdern und Rhombendodekaëdern in drusigen Vertiefungen der Meteorite von Toluca offenbar als secundäre Bildung nachwies, seine ursprünglich meteorische Entstehung nicht immer ohne Zweifel ist. Die Analyse der Kruste des Eisens von Toluca ergab: 68.93 Fe_2O_3, 28.12 FeO, 2.0 NiO, daher die Formel eines nickelhaltigen Magneteisens: $Fe_2O_3(FeNi)O$. Auch die krystallisirte Rinde des M. von Werchne Udinsk in Westsibirien ist Magneteisen. Tschermak wies es im M. von Shergotty in Körnern mit Magnetkies verwachsen nach.

8. Quarz. G. Rose erkannte etwa $^1/_2$ Linie grosse, glattflächige Krystalle, welche in der oxydirten Rinde eines Stückes des Meteoreisens von Xiquipilco, Mexico, sich fanden, und nach dem Ausheben darin glattflächige Eindrücke zurückliessen, als Quarz. Die Kantenwinkel stimmten mit denen des Quarzes überein und vor dem Löthrohr schmolz ein Bruchstück mit kohlensaurem Natron zu klarem Glase. Rose hält es nicht für möglich, dass die Quarzkrystalle später in den Meteoriten von Aussen hinein gekommen seien. Auch im M. von Toluca kleine, fast mikroskopische Krystalle; der Nachweis von Kieselsäure in vielen Meteoreisenmassen. Nach Grewink im M. von Igast, Livland, mit Orthoklas zusammen.

Asmanit (von A'sman im Sanskrit, der Donnerkeil) nannte Story-Maskelyne eine neue Form der Kieselsäure, die er in den M. von Rittersgrün, Sachsen, und Breitenbach, Böhmen, entdeckte. Dieselbe hat rhombische Krystallform und ist vollkommen isomorph mit dem Brookit. Der chemische Nachweis ergab fast reine (99.21 %)

Kieselsäure. H = 5.5, spec. Gew. = 2.245; also darnach dem Tridymit nahe stehend.

9. Olivin, ein sehr häufiger und charakteristischer Gemengtheil der Meteorite. Er kommt krystallisirt, in Körnern, oft noch mit einzelnen spiegelnden Krystallflächen und derb vor. G. Rose und v. Kokscharow beschrieben ihn in sehr flächenreichen und verwickelten Krystallcombinationen, besonders aus dem Pallaseisen von Krasnojarsk. Die Krystalle sind oft vollkommen durchsichtig, gelbgrün und stark glänzend, bemerkenswerth sind in denselben haarfeine, geradlinige, der Hauptaxe parallele Canäle. In dem Olivin aus dem M. von Erxleben bei Magdeburg fand G. Rose mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse mit einer Libelle, ganz wie bei tellurischen Krystallen. Der Olivin der meisten Meteorite ist vor dem Löthrohr unschmelzbar, andere sind schwer schmelzbar und durch einen grösseren Eisenoxydulgehalt ausgezeichnet, der sie dem Hyalosiderit nahe bringt. Der Olivin aus dem Pallaseisen hat nach Berzelius folgende Zusammensetzung: SiO_2 : 40.86, MgO : 47.35, FeO : 11.72, MnO : 0.43 und etwas Zinn- und Kupferoxyd.

In grösseren Körnern erscheint der Olivin in dem M. von Atacama, Bolivia, von Otumba, Tucuman, argent. Republ. u. a. Selten setzt er als einzigen Gemengtheil Meteorite zusammen, wie in dem von Chassigny, worauf G. Rose die Klasse der Chassignite gründete, nur von wenig Chromit und Troilit begleitet. Gewöhnlich erscheint er mit anderen sauren Silikaten gemengt, so im M. von Shalka mit Bronzit und wenig Chromit; Haidinger hatte diese Substanz hier als dem rhombischen Systeme angehörig erkannt und dieselbe mit dem Namen Piddingtonit belegt; in den Howarditen Rose's mit Anorthit und geringen Mengen von Chromit, Nickeleisen, Magnetkies, Bronzit zusammen, so in dem M. von Luotalaks, Finland, von Bialystock, Polen, Mässing bei Eggenfelden in Nied. Bayern, Nobleborough, Maine u. a., mit Bronzit, Nickeleisen und Troilit zusammen in dem M. von Lodran, Indien u. a. Fayalit, ein reiner Eisenoxydulolivin, kommt in dem M. von Stawropol, Caucasus, vor.

10. Augit findet sich in mehreren Meteoriten in deutlichen Krystallen oder krystallinischen Körnern, schwarzbraun oder grün, ganz ähnlich dem tellurischen Augite der Dolerite und Eukrite. Er enthält von Basen vorzüglich Eisenoxydul, Magnesia und Kalk; einen auffallend kalkarmen Augit fand Tschermak in dem M. von Shergotty, Ostindien. Er findet sich in den von G. Rose als Eukrite bezeichneten Gemengen aus Anorthit und Augit, woher erst der Name für die analogen tellurischen Gesteine genommen, von Jouvenas, Dep. Ardêche, von Jonzac, Dep. Charente, in dem von Adare, Limmerik Co., Irland, nach der Analyse von Apjohn, mit Olivin zusammen in dem M. von Brahin, Gouv. Minsk, Russland u. a.

Das Vorkommen von Hornblende erscheint bisheran nicht sicher erwiesen.

11. Enstatit oder Bronzit. Im Meteoreisen von Deesa, Chili, kommen in Hohlräumen glasig glänzende, durchsichtige, farblose Nadeln vor, welche nach der Untersuchung von Des Cloizeaux eine reine Varietät des Enstatites, Magnesiabisilikat, darstellen. Der Entdecker St. Meunier gab derselben den Namen Victorit. In dem M. von Breitenbach, Böhmen, kommt ein etwas eisenreicherer Enstatit vor, als der Victorit, von blassgrüner Farbe, kurz säulenförmige Krystalle mit Pyramiden und Prisma von 88°16 nach v. Lang (beim tellurischen 87°). Der M. von Bishopville, S. Carolina, besteht fast ganz aus Enstatit.

Bronzit, in kleinen Krystallen und gelbgrünen Körnern, bis zu einer Grösse von 3 Cm. von mikroskopischer Kleinheit ausgehend, macht fast die ganze Masse des M. von Ibbenbühren nach den Untersuchungen vom Rath's aus und zwar ist er hier eine eisenreiche Varietät. Unter dem Mikroskope löst sich die ganze Masse dieses M. in Bronzitkörner auf, nur mit beigemengten, nicht bestimmbaren rothen Körnchen. Auch der M. von Manegam, Khandèsh, Ostindien, ist nach G. Rose fast nur Bronzit. Auch in dem M. von Krähenberg, Rheinpfalz, scheint nach vom Rath Bronzit vorzukommen.

Das jetzt als Enstatit oder Bronzit erkannte Magnesiabisilikat der Meteorite hatte früher Shepard in dem M. von Bishopville nach Chladni als Chladnit bezeichnet, mit welchem Namen G. Rose eine Klasse von Meteoriten belegte und den Namen Shepardit für dieses Silikat einführte, der vorher einer allerdings sehr sparsam vorkommenden Schwefelchromverbindung gegeben worden war von der Zusammensetzung Cr_2S_3. Diese Namen dürfen jetzt alle als mehr oder weniger ausser Gebrauch gelten.

12. Anorthit. Durch Messungen wurde der Anorthit durch von Lang in dem M. von Jouvenas zuerst nachgewiesen, worin man ihn früher für Labrador gehalten hatte, er findet sich ausserdem in anderen Eukriten, z. B. im M. von Stannern in Mähren, von Petersburg in Lincoln Co., Tennesse. Dieser enthält nach Shepard etwa 82 % Anorthit, 10 % Augit, 5 % Olivin, 2.5 % Eisennickel. Auch in dem M. von Bishopville kommen nach demselben Forscher 6 % Anorthit vor.

Ein labradorähnlicher Feldspath soll nach Rammelsberg in dem M. von Chateau Renard, Dep. Loiret, vorkommen. Nach Abich enthält der zu Stawropol bei Petrowsk im Caucasus gefallene Meteorit in schwarzbrauner bis gelbgrüner Grundmasse etwa 18.13 % Labrador oder vielleicht Saussurit. In dem M. von Darmstadt kommen nach Blum neben braungelbem Olivin Labrador und kleine schwarze Augitnadeln und gediegen Eisen vor. Die chemische Zusammensetzung des M. von Loevenhoutje bei Utrecht deutet nach Rammelsberg entweder auf ein Gemenge von Augit und Oligoklas oder eines hornblendeähnlichen Silikates mit Labrador. Wahrscheinlich dürften noch manche der für Labrador gehaltenen Gemengtheile von Meteoriten später als Anorthit erkannt werden.

Orthoklas bildet mit Quarz nach Grewink den M. von Igast, Livland.

Als vereinzelt vorkommende Bestandtheile von Meteoriten müssen noch erwähnt werden:

Granat, als rothe Körner im M. von Nobleborough;

für Apatit hielt Shepard gelbgrüne Körner aus dem M. von Richmond, jedoch ohne näheren Beweis; Apatoid, eine ähnliche Substanz im M. von Alais; als Sphenomit wurden gelbe, dünne, tafelartige Krystalle im Augit des M. von Jouvenas bezeichnet, welche nach Rammelsberg die Reaktion des Titanites zeigen. Glimmer soll im M. von Weston, Connecticut, vorgekommen sein und von Hochstetter beobachtete ihn in silberweissen, rhombischen Blättern im M. von Westernport bei Melbourne; Epidot (?) von weisser Farbe, zusammen mit schwarzem Augit, grünem Olivin, kommt nach Missaghi im M. von San Giuliano vecchio bei Alessandria in Piemont vor; Jodolith, blassblaue Körner im M. von Bishopville; Chantonnit, schwarze Adern und Massen im M. von Chantonnay, Vendée. Als Breunerit, kohlensaure Eisenoxydul-Magnesia, bestimmten Des Cloizeaux und Daubrée kleine, stumpfe Rhomboëder (106—107°) von 1/2—3/4 Mm. Länge in dem M. von Orgueil, in dem auch Cloez 1/2 % Kohlensäure nachwies; Osbornit nannten Maskelyne und Flight goldgelbe Oktaëder, die ein Oxysulfid von Titan und Calcium zu sein scheinen und im Augit mit Kügelchen von Schwefelcalcium, welches sie Oldhamit nennen, zusammen eingebettet im M. von Busti vorkommen. Maskelynit nannte Tschermak ein in verzerrten Würfeln krystallisirendes, einfach brechendes Mineral, das im frischen Zustande farblos und glasglänzend, im verwitterten milchig ist und welches nach der Analyse ein dem Labrador vielleicht am nächsten stehender, regulär krystallisirender Kalknatronfeldspath zu sein scheint: Bildet mit vorherrschendem Augit, wenig gelbem Bronzit, schwarzen Körnern von Magnetit und Magnetkies, mit letzterem verwachsen, den M. von Shergotty.

Glasmasse hat Sorby in den Hohlräumen des Olivin's mehrerer Meteorite nachgewiesen. Dieselbe ist in denselben und an der Aussenseite der Krystalle vorhanden und scheint ihm als Rückstand des Magma's gelten zu müssen, aus dem die Gemengtheile erstarrt sind. Auch Meunier erwähnt kugelförmige, glasige Massen in dem M. von Renazzo, Prov. Ferrara, Italien, den Shepard auch

unter seinen basaltähnlichen Meteoriten aufführt. In den Meteoriten von Orvinio bei Rom und dem von Chantonnay erwähnt Tschermak eine halbglasige Masse gewissermaassen als Bindemittel einzelner in diesen Meteoriten breccienartig verkitteter Trümmer. In diesem halbglasigen Bindemittel erkannte er sogar in einer gewissen Fluidalstruktur die Anzeichen, dass dasselbe sich einst im plastischen Zustande und in Bewegung befunden habe.

Systematische Anordnungen der Meteorite sind schon von Partsch, Shepard, Reichenbach, G. Rose, Daubrée, Tschermak, Story Maskelyne und Meunier immer auf Grundlage specieller Sammlungen von Meteoriten vorgeschlagen worden. Es erscheint am natürlichsten, die Meteorite nach der Verschiedenheit der Mineralien einzutheilen, die sie enthalten. Schon Partsch hatte den durchgreifenden Unterschied derselben erkannt, insofern sie vorzüglich Eisen- oder Steinmassen sind, und hatte die beiden Hauptgruppen der Eisenmeteorite und der Steinmeteorite eingeführt. Unterabtheilungen werden hier wie auch bei Shepard durch Strukturverhältnisse bedingt. Indem wir dem von Daubrée und Meunier aufgestellten Systeme uns anschliessen, gruppiren sich die Meteorite in folgender Weise:

I. Holosiderite: nur aus Eisen ohne jegliche steinige Partikel bestehend. Sie zerfallen nach den in ihnen auftretenden verschiedenen Nickeleisenverbindungen in:

1. solche, die nur aus einer Art von Nickeleisen bestehen; also entweder:

Octibehit, so der M. von Octibeha,
Taenit „ „ „ von Tazewell,
Kamacit „ „ „ Nelson, Kentuky,
Braunit „ „ „ Braunau;

2. solche, die nur als Mengungen zweier Nickeleisen gelten können und zwar aus:

Taenit und Kamacit der M. von Caille,
Taenit und Plessit „ „ „ Jewel Hill,
Kamacit und Plessit „ „ „ Schwetz,
Taenit und Campbellit „ „ „ Cambell Co., Tennesee;

3. solche, die Mengungen dreier Nickeleisen sind und zwar aus:

Taenit, Kamacit, Plessit der M. von Burglington und der Meteorit von Lenarto in Ungarn.

Nach der Struktur unterscheidet Tschermak zum Theil nach dem Vorgange von G. Rose die Eisenmeteorite a. in solche von schaaliger Zusammensetzung parallel den Flächen des Oktaëders, z. B. der Meteorit von Caille, von Arva, Cosby's Creek u. A.; b. von grosskörniger Struktur, aus schaaligen Stücken bestehend: der Meteorit von Zacatecas, Mexico; c. grosskörnig, aus einfachen nicht schaaligen Stücken bestehend, z. B. der Meteorit von Seeläsgen, von Nelson, von Union County, Georgia, Nord-Amerika d. aus einem Individuum ohne schaalige Zusammensetzung bestehend: ausgezeichnet der Meteorit von Braunau, der von Claiborne, Alabama, Nord-Amerika, und von Saltillo, Santa Rosa, Neu-Mexico, beide letztere dem Braunauer Eisen ähnlich; e. scheinbar dicht, nach dem Aetzen durchlaufende Streifen zeigend, der Meteorit vom Cap der guten Hoffnung, von Senegal, im Lande Siratik und Bambuk, Africa, und f. feinkörnig oder dicht, nach dem Aetzen keine, oder wenigstens nicht zusammenhängende Figuren zeigend: Meteorite von Chesterville, Süd-Carolina, Nord-Amerika, Rasgata bei Bogotà, Columbien, St. Rosa bei Tunga in Columbien u. A.

II. Syssiderite: dieselben enthalten in einer Eisenmasse eingesprengte Körner von Mineralien oder von Bruchstücken steiniger Beschaffenheit. Diesen Typus belegte G. Rose von dem schon genannten Pallaseisen von Krasnojarsk mit dem Namen der Pallasite.

Man kann dieselben unterscheiden:

1. In solche, deren Einsprenglinge krystallinische Mineralien sind: a. Olivin und Bronzit haltige: der Meteorit von Krasnojarsk, von Brahin, Lodran u. a. b. Enstatit und Asmanit haltige: die Meteorite von Breitenbach und Rittersgrün.

2. Solche, welche Gesteinsbruchstücke enthalten, also breccienartige Beschaffenheit haben: der Meteorit von Atacama, der in einer Eisengrundmasse Bruchstücke eines Olivin-Chromeisengesteins enthält, dem irdischen Dunit von Neuseeland ganz analog; der Meteorit von Deesa, Chili, welcher nach Meunier Bruchstücke eines dem Meteoriten von Tadjera bei Setif in Algier durchaus gleichenden, aus

einem Gemenge von Olivin, Fayalit, Augit und Feldspath bestehenden Gesteines enthält.

III. Sporadosiderite. In einer steinigen Grundmasse erscheinen mehr oder weniger zahlreiche Eisenkörner eingesprengt. Diese Gruppe umfasst im Wesentlichen die Mesosiderite und Chondrite von G. Rose. Meunier unterscheidet dieselben in 3 Gruppen:

1. Polysiderite, diese sind reich an Eisenkörnern, zu ihnen gehören die breccien- oder conglomeratartigen Meteoriten, die fast gleiche Mengen von Eisen und steinigten Körnern enthalten, die eigentlichen Mesosiderite Rose's, z. B. die Meteorite von Toula, Russland, und von Barea Prov. Logrono, Spanien, von Pultusk in Polen, der von Lodran bei Mooltan in Indien, mit etwa 32.5 % Nickeleisen, 28.9 Olivin und 31.2 Bronzit, 7.4 Magnetkies nach Tschermak, sowie der Meteorit von Gopalpur bei Bagerhaut, Indien, wesentlich aus einem Gemenge von Bronzit, Olivin und Eisen mit Magnetkies bestehend, letztere in grossen Parthien und Kügelchen.

2. Oligosiderite: arm an Eisenkörnern, diese Gruppe zerfällt im wesentlichen nach den die Gesteinsmasse bildenden Mineralien oder den fragmentarischen Bruchstücken anderer Meteorsteine in:

a. Krystallinische: Aus Augit und Olivin bestehend, die Meteorite von Erxleben und Kl. Wenden bei Nordhausen; aus Augit und Enstatit der Meteorit von Busti; aus Augit und Bronzit der Meteorit von Renazzo; aus Olivin, Augit, Feldspath die Meteorite von Aumale, Algier; Lucé, Dep-Sarthe; Limerick (Adair) Irland; Montréjeau, Haute Garonne; Richmond, Virginien; aus Olivin, Fayalit, Augit, Feldspath in compaktem Gemenge besteht der Meteorit von Tadjera und der von Stawropol, Caucasus.

b. Fragmentare, von breccienartiger Beschaffenheit. Diese ist in ausgezeichneter Weise an den dieser Klasse angehörigen Meteoriten von Chantonnay und Orvinio durch Tschermak beschrieben worden. Der letztere enthält in einer dichten dunklen Bindemasse Bruchstücke, mit Kügelchen und Partikelchen von Eisen und Magnetkies; sie sind

ihrem Gefüge nach einem Meteoriten von Seres, Macedonien, am nächsten stehend und gehören also der Klasse der Chondrite nach Rose an. Dass die Bindemasse zum Theil halb glasig ist und Fluidalstruktur zeigt, wurde schon erwähnt, die Bruchstücke sind ein tuffähnliches Gemenge von Olivin, Bronzit und Feldspath. Aehnlich ist der erwähnte Meteorit von Chantonnay, welcher gleichfalls bemerkenswerthe Erscheinungen an der schwarzen Schmelzmasse zeigt, welche die Bruchstücke verkittet. Diese haben Aehnlichkeit mit denen im Meteoriten von Orvinio, oft sind sie von Adern und Apophysen der umgebenden Schmelzmasse durchdrungen. Andere hierhin gehörige Meteoriten sind nach Meunier der Meteorit von Parnali, Hindostan, welcher Bruchstücke enthält, die sehr verschiedenen Meteoriten ähnlich zu sein scheinen, der von Canelle, welcher Bruchstücke umschliesst, die den Meteoriten von Limerik und Montréjeau gleichen, der von Aigle, Normandie, von sandkörniger Struktur, wobei die einzelnen Körner verschiedenen Meteoriten, z. B. den von Aumale ähnlich sind u. A.

3. Kryptosiderite. Diese enthalten sehr fein eingesprengtes, oft nur durch die Analyse nachweisbares Eisen. Man kann sie unterscheiden:

a. in Solche, die nur als Gemenge eines einzigen Minerales gelten müssen: hierhin gehört die Gruppe der Chladnite nach G. Rose. Als Vertreter derselben kann hier nur der Meteorit von Bischopville im nördlichen Theile des Sumter Distriktes in Süd-Carolina gelten, der vorzüglich aus Enstatit (dem Shepardit G. Rose's) besteht und nur sparsam und äusserst fein eingesprengt Nickeleisen, Magnetkies und schwarze kleine Körner von Schwefelchrom (S. 465) enthält. In ihm finden sich nach Shepard die mit den Namen Jodolith und Apatoid belegten Bestandtheile, sowie ged. Schwefel.

b. in Solche, die ein Gemenge mehrerer Mineralien sind: So z. B. der aus Olivin und Augit mit Magnetkies und nur 1.85 % Nickeleisen nach Pisani bestehende Meteorit von Ornans, Doubs, sowie der Meteorit von Authon, Dep. Loir-et-Cher; die aus Olivin und Anorthit

bestehenden Meteorite, die G. Rose in seiner Gruppe der Howardite (nach dem Chemiker Howard, der einer der frühesten Analytiker von Meteoriten gewesen) zusammenfasste: So der aus stecknadelkopfgrossen, grüngelben Olivin- und weissen Anorthitkörnern mit wenig schwarzem Chromeisenerz und Magnetkies bestehende Meteorit von Loutolax, Wiborgs Län in Finland, der von Bialystok in Russland, aus dem sich erst nach dem Pulvern feinste Eisenkörnchen mit dem Magneten ausziehen lassen, der von Mässing bei Eggenfelde in Bayern, dem vorigen ganz ähnlich, und wohl auch der Meteorit von Nobleborough, Maine, Nord-Amerika; ferner die aus Olivin und Bronzit mit nur einem geringen Gehalte an Chromeisen bestehenden Meteorite, als deren Typus G. Rose den Shalkit wählte, von dem Meteorite von Shalka in Bankoora, Ostindien, und endlich der aus Augit und Anorthit, also Eukritischer Masse, aber noch mit einem Gehalte von 2,5 % Nickeleisen bestehende Meteorit von Petersburg, Lincoln County, Tennessee.

IV. Asiderite. Diese enthalten gar kein metallisches Eisen. Man kann sie eintheilen in solche:

a. die nur aus einem Minerale bestehen: hierhin gehört der Meteorit von Chassigny (Haute Marne) der eine gleichartig kleinkörnige Masse von derbem, eisenreichem Olivin mit sehr sparsam beigemengtem Chromit und Troilit ist; ferner der Meteorit von Ibbenbühren, der nach den Untersuchungen vom Rath's in einer grauweissen Grundmasse zahlreiche gelbgrüne Krystallkörner enthält. Grundmasse und Körner sind identisch und die Analysen weisen auf einen eisenreichen Enstatit hin. Unter dem Mikroskop löst sich die ganze Masse des Steines in Bronzitkörner und daneben sehr selten rothe Körnchen von unbestimmbarer Natur auf; auch der nur aus Bronzit bestehende Meteorit von Manegam, Khandèsh, Ostindien, gehört hierhin;

b. die aus zwei oder mehreren Mineralien gemengt sind. Hierzu gehört besonders die Gruppe der Eukrite, die wesentlich aus einem Gemenge von Augit und Anorthit bestehen: z. B. der Meteorit von

Jouvenas, ein körniges, stellenweise blasiges oder poröses, aus vorwaltendem schwarzbraunem, deutlich in der tellurischen Form krystallisirtem Augit, und undeutlich krystallisirtem, schneeweissem, auf den Spaltungsflächen perlmutterglänzendem Anorthit bestehendes Gestein, welches nur ganz geringe Mengen Magnetkies enthält; der Meteorit von Stannern ist dem von Jouvenas sehr ähnlich, Augit und Anorthit vielleicht nicht so scharf gesondert; der Meteorit von Jonzac, Charente ist ein ziemlich grobkörniges Gemenge von Augit und Anorthit. Der Meteorit von Shergotty mit pechschwarzer, glänzender Rinde, auf frischem Bruche körnig und von gelbgrauer Farbe, erweist sich unter dem Mikroskope als aus fünf verschiedenen Bestandtheilen bestehend: die Hauptmasse bildet Augit, mit auffallend geringem Kalkgehalt, daneben erscheint Maskelynit (S. 466), in geringen Mengen ein rhombisches, gelbes Silicat, wahrscheinlich Bronzit, kleine schwarze Körner von Magneteisen und äusserst selten Magnetkies mit dem letzteren verwachsen. Die Berechnung der Analyse ergiebt etwa folgende Zusammensetzung: 73.40 Augit, 22.50 Maskelynit, 4.50 Magnetit. Von merkwürdiger und durchaus abweichender Beschaffenheit ist der Meteorit von Igast, Livland, dessen Kenntniss wir der Beschreibung Grewinck's verdanken. Er ist aschgrau und braunroth gefärbt, lava- oder bimsteinartig, und besteht aus 58.14 % eines durch Säuren kaum angreifbaren Silicates vom Typus des Orthoklases, zu 20 % aus gröberen Quarzfragmenten und zu 21.5 % aus freier, in Fluorwasserstoff löslicher Kieselsäure. Endlich gehören in diese Klasse auch noch die kohlehaltigen Meteorite, welche G. Rose als einen eigenen Typus zusammenfasste, natürlich nur die eisenfreien, während die eisenhaltigen, so z. B. der Meteorit von Alais, Frankreich, und der von Kaba in Ungarn, auch wohl der von Bokkeveld, Cap, den Sporadosideriten zuzuzählen sein dürften. Als Typus der eisenfreien kohlehaltigen Meteorite scheint nur der von Orgueil, Dep. Tarn-et-Garonne, gelten zu können, ein weicher, zerreiblicher Stein mit hohem Gehalte an kieselsaurer Magnesia und Eisenoxydul, nach Pisani: 13.89 % Wasser

und organische Substanz, nach Cloez 6.41 % eines Kohlenwasserstoffes enthaltend. Ueber die Natur der kohligen Bestandtheile vergl. S. 461.

Erscheinungsweise und Form der Meteoriten.

Die Erscheinungen, welche der Ankunft eines Meteoriten unmittelbar vorangehen, sind: Das plötzliche Erscheinen eines leuchtenden, verschiedenfarbigen Körpers, der, sich in der Regel schnell vergrössernd, der Erde zueilt, von einem leuchtenden Wölkchen oder einer Art dunstigen Zone oder nebligem Schweife begleitet. Seine Bahn geht in verschiedener Richtung, oft erscheint sie geradlinig, oft zickzackförmig. Hin und wieder lösen sich von dem Körper kleinere, leuchtende Theile ab, heftige donnerähnliche Detonationen werden oft auf grössere Entfernungen hin vernommen. Jedoch sind auch Meteorite ganz geräuschlos niedergefallen, so z. B. einer, der am 13. Nov. 1849 in Mecklenburg zur Erde ging. Endlich stürzen die einzelnen Stücke oder ein einzelner Stein zur Erde, in ihrem Niederfallen oft die Richtung der Bewegung markirend. Die Geschwindigkeit, mit der sie sich bewegen, ist eine ausserordentlich grosse; wenn auch die der abgeschleuderten Bruchstücke geringer ist, so dringen auch diese immer noch oft mehrere Fuss tief in die Erde. Der Meteorit von Jouvenas drang mehr als 5 Fuss in den festen Boden ein. In dem Augenblicke, wo sie auf der Erdoberfläche anlangen, haben sie ohne Zweifel eine sehr hohe Temperatur; werden sie schnell aufgehoben, so findet man dieselben noch heiss, wie bei dem Meteoriten von Orvinio am 31. August 1872. Auch scheinen einige ihre hohe Temperatur länger zu conserviren, wie z. B. der Meteorit von Braunau, gefallen am 14. Juli 1847. Bei dem Meteorfall von Pultusk wurde ein Stein von dem Gewichte von 4 Kilos schon 10 Minuten nach dem Falle aufgehoben und war vollständig erkaltet. Im Allgemeinen erscheint schon darin die Andeutung zu liegen, dass die hohe Temperatur nur eine oberflächliche ist und nur bei den Eisenmeteoriten durch Leitung sich der ganzen Masse mittheilt. Nur als einzige Massen fielen nieder z. B.

die Meteoriten von Lucé, von Chassigny, von Braunau, von Ibbenbühren; in anderen Fällen wurden zwei, drei, zehn und mehrere, in manchen Fällen eine ausserordentlich grosse Zahl einzelner Stücke gesammelt; der Fall von Orgueil lieferte etwa 100, der von Knyahinya, Comitat Unghvàr, Ungarn, über 1000, der von Aigle 3000, und der von Pultusk vom Jahre 1868 gewiss viele Tausend. Bei der Schnelligkeit, mit der die Erscheinung eines Meteoriten bis zu seinem Eintritt in die Erde sich vollzieht, ist es nur durch günstige Umstände möglich, alle Einzelheiten zu beobachten und die Stelle seines Niederkommens zu erkennen und denselben oder seine Stücke zu sammeln. Was die Form der Meteorite anlangt, so finden sich die grössten Verschiedenheiten. Viele sind rund, flach, würfelähnlich, oft ganz unregelmässig gestaltet. Fast allen, sowohl den Eisenmeteoriten als den Steinmeteoriten gemeinsam ist eine glatte, pechartige, glänzende Schmelzrinde, immer von dunkler, fast schwarzer Farbe, auch wenn der innere Bruch lichte Farben zeigt: oft rauh und rissig. Dieselbe ist in der Regel bei den Meteorsteinen dicker, als bei den Eisenmassen, ist immer scharf gegen die innere Masse abgesetzt und hängt ersichtlich von der leichteren oder schwereren Schmelzbarkeit der Masse ab. Die dunkle Farbe derselben ist in der Regel durch kieselsaures Eisenoxydul bedingt. Die Entstehung dieser allen Meteoriten gemeinsamen Schmelzrinde erklärt sich aus der Erscheinung derselben. Als feste Masse bewegten sie sich mit der schon erwähnten grossen Geschwindigkeit im Weltraume und gelangten, indem sie sich der Erde näherten, in deren Atmosphäre. Durch die immer dichtere Luft derselben erlitten sie einen Widerstand, der um so grösser war, je schneller ihre Bewegung. Unter der Annahme einer Fallgeschwindigkeit von 1 Kilometer in der Secunde ist die Zusammenpressung so gross, dass gegen die fallende Fläche des Körpers ein Druck von 22 Atmosphären entsteht. Da nun die Arbeit des Druckes sich in Wärme umsetzt, so ist es klar, dass diese Wärme sich bis zum Glühen und Schmelzen des fallenden Körpers steigern kann. Hierdurch wird also der Meteorit auch

erst ein leuchtender Körper. Nothwendig muss hinter dem fallenden Meteoriten ein luftverdünnter Raum entstehen. Indem die umgebende Luft von allen Seiten in denselben stürzt und so das Gleichgewicht sich wieder herstellt, entstehen die Detonationen, die allerdings erst in grösserer Nähe der Erde vernehmbar werden. Auch das Zerplatzen in einzelne Bruchstücke, wie es so oft beobachtet worden, mag solche Detonationen veranlassen. Das Zerplatzen selbst scheint von der durch die Erkaltung bewirkten, ungleichförmigen Zusammenziehung und Spannung herzurühren, wie man das auch in Eisengiessereien beobachtet. Je schneller ein erhitzter Körper sich in der Luft bewegt, um so schneller erkaltet er; wenn nun auch an der Stossseite die Erwärmung durch Zusammendrückung erfolgt, so findet solches an der Rück- oder Leeseite nicht statt, an dieser ist im Gegentheile mit der Verdünnung der Luft eine Abkühlung zu erwarten. So erfolgt also eine ungleiche Einwirkung von Erhitzung und Erkaltung und somit die Bedingung des gewaltsamen Zerspringens.

Das Schmelzen bildet nur eine oberflächliche Rinde, die zum Theil bei der raschen Bewegung abgerissen wird und so bleibt oft nur eine dünne Haut übrig, die durch Adhäsion festgehalten wurde. In der Anordnung von Striemen und Runzeln in den Schmelzrinden lassen sich oft die Brust- und Rückenseiten derselben deutlich unterscheiden, wie überhaupt das Relief der Schmelzrinde durchaus in den meisten Fällen eine Orientirung nach der Bewegungsrichtung erkennen lässt. An den Meteoriten von Gopalpur, bei Bagerhaut, Distrikt Jessore in Indien, zeigt die Brustseite eine radial-striemige Beschaffenheit, während die Rückseite aus zwei glatten Flächen besteht. Auch an dem Meteoriten von Stannern zeigen sich feine Schmelzrunzeln und an dem Meteoriten von Ibbenbühren ist nach vom Rath auf den Flanken des Steines ein stattgehabtes Strömen der Schmelzmasse unverkennbar, einem zarten Wellengekräusel vergleichbar. Bei diesem erscheint gleichfalls die Vorder- oder Brustseite fast ebenflächig gestaltet, während die Rückenseite

unregelmässig gewölbt scheint. Gerade an diesem Steine lässt sich auch die Beobachtung machen, dass die Schmelzrinde in die feinen Risse und Spalten desselben eingedrungen ist, so dass man den Eindruck gewinnt, dass der Stein beim Eintritte in die Erdatmosphäre in Folge der plötzlichen Erhitzung seiner Oberfläche in zahllosen, feinsten Sprüngen geborsten war, und die gelösten Theile durch die in die Klüfte eindringende, erstarrende Schmelzmasse wieder verbunden wurden. Aehnliche, in der Bewegung und Erhitzung der fallenden Meteorite bedingte Eigenthümlichkeiten ihrer äusseren Form sind mehr oder weniger übereinstimmend mit den erwähnten in grosser Zahl beschrieben worden.

Wie die Meteorite in der Art ihrer Gemengtheile, wenngleich dieselben alle auch auf unserer Erde als bekannt gelten dürfen, dennoch erhebliche Unterschiede von tellurischen Gebirgsarten zeigen und eigentlich nur die meteorischen Eukrite und Olivingesteine wirkliche Analogien auf der Erde in den gleichnamigen Eukriten, in den Duniten und Lherzolithen finden, so ist auch die Struktur der Meteorite im Allgemeinen von der der tellurischen Gesteine abweichend. Die scheinbar porphyrische Ausbildung mancher Meteorite ist von den irdischen Porphyren doch immer verschieden und die oft in kleineren Stücken wechselnde körnige Beschaffenheit mit dichten und feinkörnigen Abweichungen findet sich bei tellurischen Gesteinen selten. Auch die in tellurischen Gesteinen so häufige blasige oder drusige Ausbildung ist nur sehr vereinzelt bei den Meteoriten gefunden worden, besonders schöne Drusenräume zeigt das grösste der existirenden Stücke des Meteoriten von Jouvenas von 42 Kilogramm Gewicht, welches sich in dem Museum d'Histoire naturelle in Paris befindet; auch der im Vorhergehenden erwähnte Syssiderit von Deesa zeigt mit Enstatitkrystallen erfüllte Drusen. Aus der bemerkenswerthen Abwesenheit der ganzen Folge von Gesteinen, die unsern Erdkörper zusammensetzen unter den Meteoriten, kommt Daubrée in seiner interessanten Arbeit „über Synthetische Versuche bezüglich der Meteoriten“ etc., Zeitschr. der deutsch. geol.

Ges. 1870. S. 145, zu der Annahme, dass der Olivin, der in der grössten Mehrzahl der Meteoriten sich findet, in den tieferen Regionen unserer Erde eine ganz andere Entwicklung zeige, wie an der Oberfläche, dass er hier das direkte Produkt einer Verschlackung ist, die sich in einer äusserst fern liegenden Zeit vollzogen hat und dass er unter Bezugnahme auf seine angenommene Gegenwart sowohl in der Tiefe der Erde, als in den Meteoriten, gewissermaassen als die allgemeine Schlacke angesehen werden muss.

Die bedeutendesten Sammlungen von Meteoriten befinden sich in den mineralogischen Museen der Städte: Wien, Paris, London, Berlin, München, Göttingen, Tübingen (die von Reichenbach'sche Sammlung), sowie in den Privatsammlungen von Greg in Manchester und C. U. Shepard in Amerika und der jetzt in den Besitz der Bonner Universität übergegangenen Sammlung des verstorbenen Dr. A. Krantz.

Für die Hypothesen über die Bildung und den Urzustand unseres Planeten ist das Studium dieser kosmischen Gesteine von hervorragender Bedeutung.

Register.

Berichtigungen.

S. 39 Z. 7 von oben statt: „an den in Gesteinen eingewachsenen“ lies: „an den in Drusen der Gesteine aufgewachsenen“.

„ 42 „ 15 von oben statt: „die Makroaxe“ lies: „die auf M Senkrechte“.

„ 43 „ 4 von unten statt: „K_2O und CaO“ lies: „CaO und meist auch K_2O“.

„ 57 „ 4 von unten statt: Omphacit: lies Smaragdit.

„ 261 „ 15 von oben vor Rhyolith setze: 2.

„ 310 „ 16 von oben nach Hornblende setze: und auch wohl Quarz (nachträgliche Mittheilung Gümbel's).



Druck von Carl Georgi in Bonn.

Storage